

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ  
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

*На правах рукописи*

Черемных Алексей Сергеевич

**МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СДВИГОВЫХ И СБРОСОВЫХ  
РАЗЛОМНЫХ ЗОН: ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ**

Специальность 25.00.03 – геотектоника и геодинамика

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель  
д.г.-м.н. К.Ж. Семинский

Иркутск – 2022

## СОДЕРЖАНИЕ

|   |    |
|---|----|
| <b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....   | 4  |
| <b>ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА<br/>РАЗЛОМНЫХ ЗОН</b> .....                               | 12 |
| 1.1 Общие сведения о рельефе.....   | 12 |
| 1.2 Тектонические движения и рельеф .....   | 15 |
| 1.3 Методы исследования закономерностей проявления разломов и разломных зон в<br>рельефе .....                        | 20 |
| 1.3.1 Натурные исследования.....  | 21 |
| 1.3.1.1 Полевые методы.....   | 21 |
| 1.3.1.2 Использование данных дистанционного зондирования .....  | 23 |
| 1.3.2 Экспериментальные методы.....   | 23 |
| <b>ГЛАВА 2. БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА И ДРУГИЕ ОБЪЕКТЫ<br/>ИССЛЕДОВАНИЯ</b> .....                                     | 27 |
| 2.1 Байкальская рифтовая зона .....   | 28 |
| 2.1.1 История формирования и изучения БРЗ .....   | 28 |
| 2.1.2 Структура БРЗ.....  | 33 |
| 2.1.3 Рельеф БРЗ .....  | 35 |
| 2.2 Объекты исследования за пределами юга Восточной Сибири.....   | 37 |
| <b>ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ</b> .....   | 42 |
| 3.1 Методика моделирования разломных зон .....  | 43 |
| 3.2 Методика изучения природных разломных зон.....  | 48 |
| 3.2.1 Способы изучения крупных объектов.....  | 48 |
| 3.2.2 Способы изучения локальных объектов .....   | 51 |
| 3.3 Камеральные способы обработки материалов .....  | 56 |
| <b>ГЛАВА 4. СВЯЗЬ РЕЛЬЕФА И ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ РАЗЛОМНЫХ ЗОН<br/>ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ</b> ..... | 62 |

|  |            |
|--|------------|
| 4.1 Разломные зоны сдвигового типа.....  | 63         |
| 4.2 Разломные зоны сбросового типа.....  | 79         |
| <b>ГЛАВА 5. СВЯЗЬ РЕЛЬЕФА И ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ РАЗЛОМНЫХ ЗОН<br/>ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ.....</b> | <b>92</b>  |
| 5.1 Разломные зоны сдвигового типа.....  | 93         |
| 5.1.1 Сдвиговые зоны главного ранга.....   | 93         |
| 5.1.2 Сдвиговые зоны высокого ранга.....   | 99         |
| 5.2 Разломные зоны сбросового типа.....  | 108        |
| 5.2.1 Сбросовые зоны главного ранга .....  | 109        |
| 5.2.2 Сбросовые зоны высокого ранга.....   | 117        |
| <b>ГЛАВА 6. ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ<br/>РАЗЛОМНЫХ ЗОН В РЕЛЬЕФЕ.....</b>                     | <b>126</b> |
| <b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>   | <b>134</b> |
| <b>ЛИТЕРАТУРА.....</b>   | <b>137</b> |

## **ВВЕДЕНИЕ**

### **Объект и предмет исследования**

Объектом проведенного исследования был рельеф разноранговых сдвиговых и сбросовых разломных зон, изучаемый в экспериментальных моделях при физическом моделировании и в природных условиях тектонически активных регионов. Предметом исследования являлись закономерности строения рельефа сдвиговых и сбросовых зон, обусловленные формированием их внутренней структуры.

### **Актуальность темы**

В рамках тектонофизического подхода термин «разломная зона» трактуется широко, поскольку, кроме сравнительно узкой полосы проявления магистрального сместителя и разрывов оперения, эта зона включает существенно большие по размерам объемы горных пород, в которых имели место связанные с ее формированием пластические и разрывные деформации [Шерман, 1983; Семинский, 2003]. Внутреннее строение и формирование разломной зоны характеризуются пространственно-временной неравномерностью. Ее конкретным выражением является стадийное развитие и наличие парагенезиса разрывов [Hancock, 1985; Silvester, 1988; Семинский, 2003], формирующих участки специфического строения, называемые дуплексами, структурами пулл-апарт, пуш-ап (поп-ап) и т.п. В зависимости от внутренней организации подобных тектонических форм, определяющей механизм и историей формирования дизъюнктивной зоны, последняя будет характеризоваться существенно разным морфоструктурным выражением на местности, топокартах, аэро- и космоснимках.

Во многих регионах проведены исследования, посвященные изучению тектонического рельефа и, в частности, проявлению отдельных сместителей в рельефе. Для юга Восточной Сибири результаты подобных работ представлены в публикациях ряда известных специалистов [Флоренсов, 1960; Леви, 1980; 1981; 1984; Уфимцев, 1984; 1992; 2009; Аржанникова, Аржанников, 2005; Уфимцев и др. 2006; 2009; Аржанникова, 2000; 2011; Кузьмин, 1991; 1995; Бызов, Саньков, 2015; Щетников, 2016а; 2016б и др.]. Данное

исследование ориентировано не только на выявление сместителей и картирование границ разломных зон по геоморфологическим признакам, но и, главным образом, – на установление общих закономерностей отражения элементов их внутренней структуры в рельефе.

Изучение подобных закономерностей для природных разломных зон осложнено длительностью формирования рельефа (особенно для протяженных структур), а также влиянием экзогенных процессов. Применение полевых морфотектонических методов по отношению к крупным зонам также затруднено в связи с невозможностью равноценного исследования значительных по площади природных территорий. Эффективным методом изучения деформаций земной коры в данном случае является физическое моделирование [Гзовский, 1954; 1975; Борняков, 1981; 2012; Шерман и др. 1983, 2002; Разломообразование в литосфере..., 1991, 1992, 1994; Семинский, 1986; 2003, Гончаров, 2010; Бокун, 2009; Михайлова, 2010; Strak et al., 2011; Dooley, Schreurs, 2012; Graveleau et al., 2012; Фролова и др., 2016а; 2016б; 2018; Дубинин и др., 2019], которое позволяет, используя критерии подобия, за десятки минут – первые часы проследить изменения на модели, которые происходили в земной коре в течение миллионов лет. Его комбинирование с результатами последующего анализа природных аналогов позволяет получить новые данные о развитии тектонического рельефа разломных зон, что необходимо при анализе серии актуальных геодинамических проблем, а также при решении ряда прикладных задач нефтегазовой и инженерной геологии.

### **Цель исследований**

Цель работы – установить на базе тектонофизического подхода закономерности строения рельефа, которые обусловлены динамикой разрывообразования в разломных зонах, отличающихся масштабным рангом и морфогенетическим типом (сдвиги и сбросы).

### **Задачи исследования**

1. Отработать методику физического эксперимента для получения цифровых моделей рельефа (ЦМР) разломных зон.

2. Разработать способы анализа экспериментальных и природных ЦМР разломных зон, которые позволяли бы проводить их качественное и количественное сопоставление.

3. Изучить проявление в рельефе главных особенностей внутреннего строения экспериментальных сдвиговых и сбросовых зон, а также их природных аналогов в пределах юга Восточной Сибири и некоторых других регионов.

4. Исследовать влияние на формирование рельефа разломной зоны граничных условий эксперимента: вязкости модельного материала, толщины модели и скорости деформирования.

5. Установить общие закономерности проявления в рельефе внутренней структуры разломов на основе сопоставления результатов изучения сдвиговых и сбросовых зон, воспроизведенных в лабораторном эксперименте, и их природных аналогов.

### **Методы исследования и фактический материал**

В основе исследования лежит комплексный – тектонофизический – подход, включающий моделирование разломных зон, анализ их разноранговых природных аналогов, а также сравнение получаемых данных с применением количественных методов.

Фактический материал включает морфометрические, геолого-структурные и геофизические данные, собранные и обработанные за время обучения в аспирантуре и дальнейшей работы автора в Институте земной коры СО РАН. Прежде всего, это материалы, полученные в ходе проведения и интерпретации экспериментов по формированию разломных зон, а также вследствие анализа данных космических съемок рельефа. Часть материала была собрана в ходе экспедиционных работ 2011-2020 гг., проведенных в составе полевых отрядов лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН в пределах различных участков юга Восточной Сибири.

## **Личный вклад автора**

Автор принимал непосредственное участие на всех этапах исследований: при постановке задач, проведении лабораторных экспериментов и полевых измерений, а также при выполнении анализа и интерпретации полевых, дистанционных и экспериментальных данных о строении рельефа разломных зон.

### **Защищаемые положения:**

1. Характер рельефа сдвиговых и сбросовых зон определяется пространственно-временной неравномерностью их развития. Пространственная неравномерность проявляется наличием в разломных зонах морфоструктур, которые отражают главные элементы их строения и имеют у сдвигов и сбросов черты сходства и различия. Временная неравномерность является причиной геоморфологических отличий, свойственных сдвиговым зонам, структура которых находится на разных стадиях формирования.

2. Ведущую роль в формировании рельефа сдвиговой и сбросовой зоны играют магистральный сместитель и разрывы R-типа при незначительном влиянии сколов R'-типа. Кроме того, для сдвиговых зон значимым фактором рельефообразования является формирование разрывов n, n' и t, t' типа, а для сбросовых зон – подвижки по нарушениям n и n' типа.

3. Рельеф сдвиговой и сбросовой зоны зависит от условий ее развития – интенсивности тектонического воздействия, реологических свойств и размеров деформируемой толщи, – которые в рамках лабораторного эксперимента контролируются скоростью деформирования, вязкостью и толщиной модели. По данным физического моделирования на формирование рельефа сдвиговой зоны наибольшее влияние оказывает вязкость материала модели и скорость ее деформирования, а наименьшее – толщина модели. Характер рельефа у сбросовых зон в большей степени зависит от скорости деформирования и толщины модели и существенно меньше – от ее вязкости.

## **Научная новизна**

В настоящей работе проведен анализ рельефа разломных зон лабораторных моделей и их природных аналогов: выявлены общие закономерности отражения внутренней структуры сдвиговой и сбросовой зон в рельефе, исследованы главные параметры, влияющие на его формирование. Установлено влияние стадийности развития сдвиговой зоны на формирующийся рельеф. Показано, какие элементы внутренней структуры оказывают наибольшее влияние на образование рельефа, а какие носят второстепенный характер.

## **Теоретическая и практическая значимость**

Методика анализа тектонического рельефа, разработанная автором, может в дальнейшем применяться при решении некоторых фундаментальных вопросов разломообразования в земной коре. Выявленные закономерности отражения в рельефе границ и структуры разломной зоны являются важной составляющей изучения зонно-блокового строения любых природных регионов. Выделение характерных особенностей внутренней структуры разломных зон на основе анализа высотных отметок рельефа может быть использовано на начальных стадиях поисков месторождений полезных ископаемых, контролируемых разломами, а также при выборе мест мониторинга опасных процессов эндогенной природы. Установленные закономерности будут полезны при инженерно-геологических изысканиях под строительство зданий и сооружений в тектонически активных районах.

## **Степень достоверности и апробация результатов**

Степень достоверности материалов исследования обеспечивается проведением нескольких серий физических экспериментов с соблюдением критериев подобия. Выделенные при моделировании закономерности проверялись на разноранговых природных объектах, расположенных в тектонически активных регионах.

Результаты проведенных исследований докладывались и обсуждались на Всероссийском совещании «Современная геодинамика Центральной Азии и опасные

природные процессы: результаты исследований на количественной основе» (г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 23-29 сентября 2012г.); XXV Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 23-28 апреля 2013г.); Втором Всероссийском симпозиуме с международным участием и молодежной научной школе, посвященных памяти акад. Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы» (г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 20-23 августа 2013г.); Всероссийской конференции «Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинских чтениях (г. Хабаровск, Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 17-20 сентября 2013г.); Всероссийском совещании «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ» (г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 11-16 августа 2014г.); Всероссийском совещании «Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе» (г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 19-23 сентября 2016г.); Четвертой тектонофизической конференции в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (г. Москва, ИФЗ РАН, 3-8 октября 2016 г.); Шестой молодежной тектонофизической школе-семинаре «Современная тектонофизика. Методы и результаты» (г. Москва, ИФЗ РАН, 7-11 октября 2019 г.).

Автором самостоятельно и в соавторстве опубликовано 19 работ, из них по теме диссертации 17, в том числе 7 статей в рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК Минобрнауки РФ.

### **Объем и структура работы**

Диссертационная работа состоит из введения, шести глав и заключения. Общий объем диссертации составляет 158 страниц, в т.ч. 57 рисунков. Список литературы включает 202 наименования.

### **Соответствие паспорту специальности**

Согласно паспорту научной специальности 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика», работа соответствует пунктам № 1, № 3, № 5, № 8 и № 10.

Пункт № 1: Структурный анализ (включая микроструктурный и петроструктурный) – изучение форм залегания горных пород, обусловленных их пластичными или разрывными деформациями.

Пункт № 3: Изучение вертикальных и горизонтальных тектонических движений: как современных (инструментальными методами), так и древних (геологическими и палеомагнитными методами).

Пункт № 5: Неотектоника, изучающая тектонические явления новейшего этапа развития литосферы и использующая для этого свои специфические методы исследования.

Пункт № 8: Экспериментальная тектоника (тектонофизика), включающая физическое и компьютерное моделирование условий формирования тектонических структур и их сочетаний.

Пункт № 10: Составление тектонических карт: общих и специальных, в том числе с использованием аэрофотоматериалов и космических съемок. Составление палеотектонических карт.

### **Связь работы с научными проектами**

Исследования проводилось при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ в рамках проекта «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории» (грант № 075-15-2020-787).

### **Благодарности**

Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю – заведующему лабораторией тектонофизики Института земной коры СО РАН, д.г.-м.н. Константину Жановичу Семинскому за постановку темы и обсуждение полученных результатов. Автор также признателен д.г.-м.н., профессору К.Г. Леви за консультации и ценные советы по методике проведения исследований. Он благодарит к.г.-м.н. С.А. Борнякова за краткий экскурс и содействие при проведении физического моделирования,

к.г.-м.н. А.К. Семинского и к.г.-м.н. А.А. Боброва за помощь и советы при проведении полевых исследований, к.г.-м.н. А.В. Черемных, к.г.-м.н. В.А. Санькова, к.г.-м.н. С.Г. Аржанникова, д.г.-м.н. А.В. Аржанникову и д.г.-м.н. О.В. Лунину за обсуждения и рекомендации при написании работы. Автор признателен всем сотрудникам лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН за всестороннюю помощь и поддержку.

# ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА РАЗЛОМНЫХ ЗОН

## 1.1 Общие сведения о рельефе

Рельеф представляет совокупность неровностей земной поверхности, различных по форме, размерам, происхождению, возрасту и истории развития. Важной характеристикой форм рельефа является размер. В зависимости от размеров форм рельеф можно разделить на планетарный, мегарельеф, макрорельеф, мезорельеф, микрорельеф и нанорельеф [Леонтьев, Рычагов, 1988]. Наиболее крупные формы рельефа как материки и океаны относятся к планетарному рельефу, мелкие неровности (например, луговые кочки) относятся к нанорельефу.

Возраст современного рельефа, как правило, соотносят с продолжительностью неоген-четвертичного периода, который согласно Международной стратиграфической шкалы начинается с  $\approx 23$  млн. лет [Сетевой ресурс: <https://stratigraphy.org>]. Иногда выделяют отрезок становления современного рельефа от средне - позднего мезозоя до наших дней [Герасимов, Мещеряков, 1964; Геоморфология..., 2014]. Кроме продолжительности образования современного рельефа в целом, можно производить как относительные оценки, так и абсолютные для отдельных форм или участков.

Рельеф образуется под воздействием эндогенных и экзогенных процессов [Герасимов, Мещеряков, 1964; Четвертичная геология, 2000; Геоморфология..., 2014], а также ряда сопутствующих факторов, влияющих на его формирование, таких как климат, вещественный состав верхних слоев земной коры, тектоническое строение различных регионов и др. Эндогенные (внутренние) процессы вызваны внутренней энергией Земли. К ним относятся тектоника, магматизм, сейсмичность и другие процессы, в результате которых происходят сопряженные поднятия и опускания земной коры, отражающиеся в рельефе хребтами, впадинами и т.д. Экзогенные (внешние) процессы в основном обусловлены энергией Солнца и влиянием силы тяжести. Среди них можно выделить химическое и физическое выветривание, эрозию, денудацию, эоловые и мерзлотные

процессы и другие. В результате их деятельности сформированный эндогенными силами рельеф разрушается и сглаживается. Таким образом, как эндогенные, так и экзогенные процессы могут являться ведущими на определенной территории, но никогда не будут обособленными при формировании облика рельефа. Со временем роль отдельных процессов в рельефообразовании может изменяться.

Части рельефа, сформированные преимущественно эндо- и экзогенными процессами, относят, соответственно, к морфоструктурам и морфоскульптурам. В зависимости от размеров их можно разделять на ранги и порядки. Морфоструктуры, являющиеся предметом исследования в данной работе, делятся на три порядка [Мещеряков, 1965]. К первому порядку относят возвышенности и низменности, ко второму – выраженные в рельефе валы и прогибы, к третьему – отражающиеся в рельефе отдельные блоки, складки и разломы. Наиболее мелкие морфоструктуры называют «тектоническим микрорельефом», который обязан своим происхождением небольшим складкам, дайкам и отдельным трещинам.

Одним из значимых факторов образования рельефа является климат [Геоморфология..., 2014]. Иногда по степени влияния на рельефообразование его ставят в один ряд с эндогенными и экзогенными процессами [Четвертичная геология, 2000]. Это связано с тем, что климат определяет степень воздействия экзогенных процессов на рельеф, а также находится в определенной связи с эндогенными процессами, в частности, деформациями земной коры, приводящими к горообразованию [Кузьмин, Ярмолюк, 2006].

Вещественный состав верхних слоев земной коры обуславливает устойчивость горных пород к экзогенным процессам [Щукин, 1960; Рычагов, 2006; Геоморфология..., 2014]. Осадочные горные породы подвержены размыванию, но успешно противостоят процессам выветривания. В отличие от осадочных, магматические и метаморфические породы склонны к выветриванию, но устойчивы по отношению к размыванию. В целом более устойчивые разновидности горных пород формируют положительные формы рельефа, менее устойчивые – отрицательные.

Характер залегания горных пород и тектоническое строение различных регионов также играют важную роль в рельефообразовании. В первую очередь это отражается в результатах воздействия экзогенных процессов на стойкие и податливые породы в зависимости от их залегания в земной коре или в пределах определенной тектонической структуры. Горные породы, смятые в складки и нарушенные древними разломами, как правило, менее устойчивы к воздействию экзогенных сил. В местах наибольших деформаций – в ядрах складок или в зоне разломного сместителя – может сформироваться так называемый обращенный (инверсионный) рельеф. Он характеризуется несоответствием вида геологической структуры и формы высотной поверхности: на месте положительных геологических структур образуются отрицательные формы рельефа [Рычагов, 2006]. Еще одним фактором рельефообразования может служить активизация тектонических структур. При наличии нескольких этапов активизации структуры или смене действующего поля напряжений итоговый рельеф может содержать черты каждого этапа.

Таким образом, рельеф формируется за счет эндогенных и экзогенных процессов, а также ряда сопутствующих факторов. Влияние на рельеф каждого конкретного процесса или фактора зависит от его интенсивности и условий окружающей среды в определенном регионе. Для территории юга Восточной Сибири, где расположено большинство объектов данного исследования, свойственен резко континентальный климат с выпадением малого количества осадков, распространением выветренных и вечномерзлых пород. Для данных климатических условий характерно физическое выветривание, влияние которого прослеживается на уровне форм мезо- и микрорельефа [Рычагов, 2006]. По вещественному составу здесь преобладают породы группы гранитов [Обзорная геологическая карта Прибайкалья, 1968], относящиеся к умеренно-устойчивым к воздействию экзогенных процессов [Абалаков, Лопаткин, 2014]. В течение длительной геологической истории данный регион претерпел несколько этапов деформаций [Шерман, Днепровский, 1989; Delvaux et al., 1995, 1997; San'kov et al., 1997; Парфеев и др., 2001;

Лунина и др., 2009; Черемных, 2010; и др.], а в результате чего многие породные комплексы в его пределах приобрели субвертикальное положение. Региональные разломные зоны сохраняют активность на неотектоническом этапе, для них характерно прямое отражение в рельефе. Образование обращенного рельефа вследствие выветривания тектонитов сместителей свойственно небольшим разломным зонам высокого ранга.

## **1.2 Тектонические движения и рельеф**

Согласно современным положениям тектоники плит литосфера разделена на подвижные области – плиты, а основные деформации происходят в пределах относительно узких зон их взаимодействия [Хаин, Ломизе, 1995]. Источником движений плит служит конвектирующая мантия, в которой разогретый субстрат перемещается в направлении поверхности Земли и затем, охлаждаясь, опускается вниз. По возрастному признаку выделяют современные движения, новейшие и геоморфологического этапа [Геоморфология, 2005; Рычагов, 2006; Геоморфология..., 2014]. К современным относятся движения земной коры, зафиксированные в инструментальный период, т.е. примерно за последнее столетие. В течение столь непродолжительного геологического времени их влияние на рельеф незначительно, существенные изменения можно наблюдать только на уровне микро- и нанорельефа. Измерения современных движений осуществляется методами повторных нивелирований и GPS-геодезии [Саньков и др., 2003; Лухнев и др., 2006, 2010, 2013; Андреичева, 2015]. В плане формирования современного рельефа наиболее значимыми являются новейшие движения, происходящие в неоген-четвертичное время. Движения геоморфологического этапа по своей сути и влиянию на рельеф земной поверхности равнозначны с новейшими [Геоморфология, 2005]. Разница заключается во времени начала их воздействия на рельеф, которое отсчитывается от возраста различных поверхностей выравнивания. Считается, что движения геоморфологического этапа

затрагивают мезозой-кайнозой [Геоморфология..., 2014], тогда как новейшие движения охватывают последние 20-25 млн. лет.

Характер движений в зонах взаимодействия плит может быть различным в зависимости от создавшейся геодинамической обстановки. Существует три основных типа взаимодействия плит и границ между ними: дивергентные, конвергентные и трансформные. На дивергентных границах происходит раздвиг плит (спрединг) и, как следствие, формирование срединно-океанических хребтов. На конвергентных границах происходит разнотипное сближение плит, которое отражается на характере рельефа. При субдукции океаническая плита пододвигается под континентальную, что проявляется в рельефе глубинным морским желобом, с одной стороны, и значительным поднятием, – с другой. При надвиге океанической плиты на континентальную осуществляется обдукция. Этот процесс имел место в прошлые геологические эпохи. Столкновение двух континентальных плит приводит к коллизии, что в рельефе отражается масштабным горообразованием. На трансформных границах происходит скольжение (сдвиг) одной плиты относительно другой в горизонтальной плоскости по субвертикальной зоне разрывов, что может быть выражено в рельефе чередованием поднятий и впадин.

Вне зависимости от типа взаимодействия зоны интенсивных деформаций называются межблоковыми, разломными, дизъюнктивными и т.д., а относительно менее нарушенные области – блоками, плитами и т.п. В целом они образуют разломно-блоковую структуру, которая характеризуется определенной иерархией: структуру низкого (главного) порядка формируют разноранговые разломные зоны, а высокого – трещины горных пород.

Формирование разрывных нарушений (разломов) находит непосредственное отражение в рельефе вследствие перемещений их крыльев. В зависимости от направления движений и положения сместителя в пространстве разломы можно разделить на дизъюнктивные структуры, по которым происходят перемещения по падению или по простиранию. К первым относятся сбросы, взбросы и надвиги, ко вторым – сдвиги.

Существуют также комбинированные типы разломов, такие как, например, сдвиго-сброс или взбросо-сдвиг. Влияние разломов со смещением в вертикальной и горизонтальной плоскости на формирование рельефа считается примерно равнозначным. Это основывается на положении тектоники плит (переход вертикальных движений в горизонтальные при спрединге), а также отмечается в современных публикациях при исследовании сдвигов [Аржанникова, 2000; Фролова и др., 2016а; 2016б; 2018]. В данной работе рассматриваются сдвиги – как типичные представители разломов со смещением по простиранию и сбросы – как дизъюнктивы со смещением по падению.

С позиций тектонофизики разлом представляет геологическое тело, которое состоит из представленного тектонитами магистрального сместителя (разрыв 1-го порядка), а также широкой зоны проявления складчатых и разрывных структур 2-го и более высоких порядков, сформировавшихся при развитии разрыва 1-го порядка или в результате подвижек по нему [Шерман и др., 1983; Семинский, 2003]. Структурными элементами могут являться разрывы разного кинематического типа, складки, дуплексы сжатия и растяжения и т.д. Под дуплексами понимаются участки присдвигового растяжения и сжатия, образующиеся на свободном или ограничивающем изгибе в разломной зоне; в англоязычной литературе их также называют пулл-апарт (pull-apart) и пуш-ап (push-up) или поп-ап (pop-up) структурами. В рельефе такие участки, как правило, образуют впадины и горсты.

Одним из первых обобщенный парагенезис элементов внутренней структуры разломной зоны предложил П. Ханкок [Hancock, 1985]. Им на основе работ предшественников, занимающихся изучением разрывообразования, была составлена диаграмма всех структурных элементов, формирующихся при развитии зоны сдвига. В дальнейшем диаграмма была детально рассмотрена в работе [Семинский, 2003] (рис. 1.1, А), а также произведено ее сравнение с аналогичными данными, полученными при физическом эксперименте.

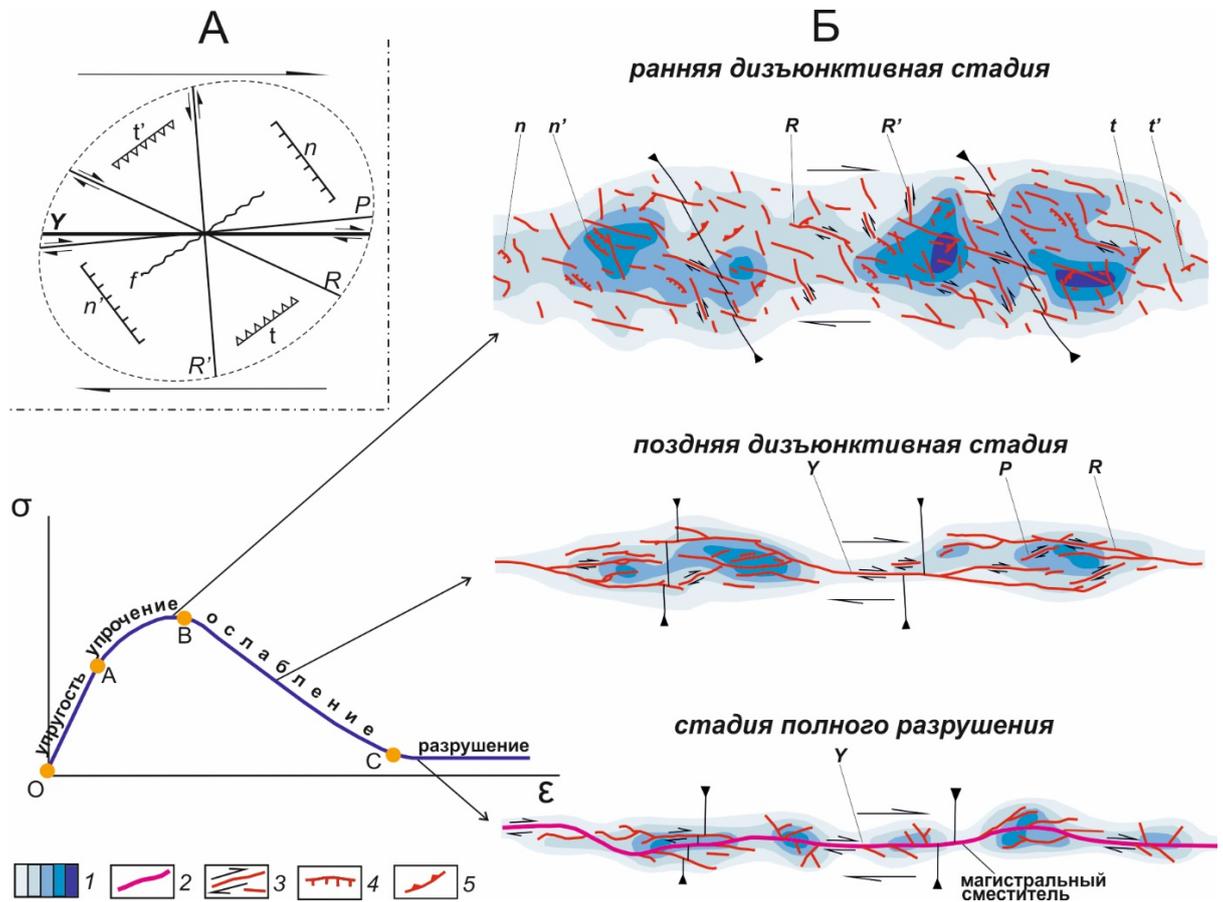


Рис. 1.1. Обобщенная модель, отражающая пространственно-временную неравномерность развития структуры разломной зоны (на примере правого сдвига). Парагенезис разрывов 2-го порядка (А) и принципиальная схема формирования внутренней структуры разломной зоны на примере правого сдвига (Б). Главные стадии разрывообразования соответствуют трем характерным отрезкам на графике «нагрузка ( $\sigma$ ) – деформация ( $\epsilon$ )» [Семинский, 2003].

1 – участки, с количеством разрывов в единице площади, равным 1,2,3,4 и 5; 2 – магистральный сместитель (разрыв 1-го порядка); 3-5 – сдвиги (3), сбросы (4) и надвиги (5) 2-го порядка. Латинскими буквами обозначены разнотипные опережающие разрывы 2-го порядка ( $R'$ ,  $R$ ,  $n'$ ,  $n$ ,  $t'$ ,  $t$ ,  $P$ ) и магистральный сместитель 1-го порядка ( $Y$ ).

Разрывы 2-го порядка подразделяются на опережающие, оперяющие и сопутствующие. Опережающие разрывы формируются до появления магистрального сместителя, оперяющие разрывы возникают за счет трения блоков вдоль уже сформировавшегося в разломной зоне магистрального шва. Сопутствующие разрывы образуются в связи с необходимостью в трансформации перемещений по сети опережающих или оперяющих нарушений и напрямую не связаны с формированием и развитием сместителя. Далее иерархия внутренней структуры разломной зоны построена таким образом, что к 3-му порядку принадлежат разрывы, подчиненные нарушениям 2-го порядка и так далее.

Элементы внутренней структуры формируются в определенное время, сменяя друг друга при развитии разломной зоны. Отдельно взятый элемент структуры зоны разлома имеет отличительные и свойственные ему характеристики, такие как генетический и кинематический (не всегда) тип разрыва, горизонтальную и вертикальную амплитуду смещения и другие. Как следствие, каждый элемент внутренней структуры вносит свой вклад в формирование рельефа и отражается в нем определенным образом. В конечном виде рельеф разломной зоны – это совокупное влияние всех элементов ее внутренней структуры на высотные отметки.

Внутренняя структура разломной зоны обладает пространственно-временной неравномерностью [Семинский, 2003] (рис. 1.1, Б), конкретным выражением которой является стадийное формирование разлома, а также неоднородное распределение элементов ее внутренней структуры вкрест и по простиранию разломной зоны [Лобацкая, 1987; Семинский, 2003; Корольков и др., 2012; Вольфман, 2013; Вольфман и др., 2014; 2017]. Стадийность развития дизъюнктивной зоны, не считая этапа развития пликативных деформаций, происходит в течение трех основных стадий: ранней дизъюнктивной, поздней дизъюнктивной и стадии полного разрушения [Семинский, 2003]. На ранней стадии разломная зона представлена широкой зоной парагенетически связанных разрывов, относящихся к разным морфогенетическим типам при доминировании нарушений с кинематикой, соответствующей типу смещения по зоне в целом. На поздней стадии в отдельных участках модели происходит объединение крупных разрывов предшествовавшего этапа с образованием относительно широких, интенсивно нарушенных областей их взаимодействия. Дизъюнктивная стадия полного разрушения характеризуется наличием единого магистрального сместителя (представленного в природе, как правило, глиной трения, брекчией дробления и т.п.) и крупных оперяющих разрывов более высокого порядка. Поперечная неравномерность зоны проявлена увеличением плотности разрывов и амплитуды вертикального смещения от периферии к осевой части зоны, что, безусловно, должно иметь отражение в рельефе разломной зоны.

Неравномерность развития структуры по простиранию зоны связывают с разными причинами. Одна группа специалистов объясняет это явление волновым механизмом деформационного процесса, другие исследователи обращают внимание на особые структурные взаимоотношения разрывов, которые закладываются уже в начале формирования зоны разлома [Семинский, 2003]. В любом случае, продольная неравномерность выражается в эшелонированном распределении участков повышенной и пониженной плотности разрывов, чередовании дуплексов и других структурных элементов, которые также могут отделяться друг от друга областями с различной плотностью разрывов. Как и поперечная зональность, продольная неравномерность строения разломной зоны должна вносить существенный вклад в формирование ее рельефа.

### **1.3 Методы исследования закономерностей проявления разломов и разломных зон в рельефе**

Геоморфологические исследования включают полевые, камеральные и экспериментальные (лабораторные) работы [Рычагов, 2006]. В свою очередь полевые методы подразделяются в зависимости от конкретных задач исследования: описание рельефа на качественном уровне (морфографические методы), количественное изучение рельефа (морфометрические методы), анализ связи тектонической структуры земной коры и рельефа (морфоструктурные методы), установление происхождения рельефа и его возраста (генезис рельефа) и другие. Экспериментальные работы основываются на методах моделирования рельефа в лабораторных условиях и его исследовании на полевых стационарах. Моделирование рельефа может быть физическим, то есть с применением эквивалентных материалов, а также математическим, где условия рельефообразования задаются параметрически. К камеральным работам относится обработка информации, полученной при полевых и экспериментальных исследованиях. Это могут быть данные морфографического анализа, показания измерительных приборов при полевой съемке,

экспериментальных исследованиях и многие другие. Одним из главных камеральных методов считается составление геоморфологических карт и схем, которые аккумулируют информацию о рельефе, полученную разными методами исследования [Рычагов, 2006]. Перечисленные методы рассчитаны на решение широкого круга задач геоморфологии, а также применяются для изучения разрывных и складчатых деформаций, образующихся при формировании разломных зон.

### **1.3.1 Натурные исследования**

#### **1.3.1.1 Полевые методы**

Полевые работы являются основной и неотъемлемой частью геоморфологических исследований. Их главной целью является сбор фактического материала для последующего анализа различными методами. Методы, направленные на изучение отражения тектонической структуры в рельефе земной поверхности, называются структурно-геоморфологическими или морфоструктурными. При этом к ним могут относиться как визуальные наблюдения, так называемая морфография, так и инструментальные - морфометрия. Как правило, морфоструктурные методы при полевых исследованиях применяются по заранее созданной сети точек наблюдений, привязанной к изучаемой территории, тектонической структуре, форме рельефа или их отдельным элементам [Cunningham et al., 2003; Новиков, 2004; 2015; Cunningham, 2012; Новиков и др., 2019; 2022; Новиков, Борисенко, 2021].

К морфографии относится описание внешнего облика изучаемого объекта, его пространственного положения и ориентировки, строения и динамики развития. Примером таких работ на территории юга Восточной Сибири является исследование, представленное в работе [Кузьмин, 1990]. К морфометрическим методам, применяемым в полевых условиях, можно отнести исследование уровня мирового океана, повторные нивелирования, триангуляцию и другие. Основоположниками морфометрических методов считаются В.П. Философов [1967] и Л.Б. Аристархова [Геоморфологическое

картирование, 1977], применившие их впоследствии для исследования горных и равнинных территорий. В связи с развитием полевых морфометрических методов в их рамках в последнее время стали применяться количественные оценки геоморфологических показателей [Лысова, 2017; 2019; Тентюков, Лысова, 2017; Toral et al., 2016; McCalpin et al., 2020; Garsia-Deldado, Velandia, 2020]. К ним относятся расчёты горизонтального и вертикального расчленения рельефа, отношения ширины долины и ее высоты, крутизны склонов и другие. Каждый показатель по-своему характеризует рельеф и уточняет его связь со структурой исследуемой территории. В целом морфометрические показатели, используемые при полевых работах, являются полезным инструментом при исследовании разломов.

Одним из главных методов, применяемых во время и по истечении полевых работ для изучения рельефа и тектонических структур, является составление топографических и геоморфологических карт. Построение топографических карт осуществляется при помощи специальных приборов: нивелиров, тахеометров и различных GPS приёмников. В последнее время набирает популярность получение рельефа местности при помощи технологии LIDAR [Arrowsmith, Zielke, 2009] и беспилотных летательных аппаратов. Полученные топографические карты используются для самостоятельного анализа или служат основой дальнейшего построения геоморфологических карт. Примерами геоморфологических карт могут служить карты вертикальной расчленённости рельефа [Лысова, 2019], градиента рельефа [García-Delgado, 2020], градиента скорости вертикальных движений, экзогенно-активного слоя [Гзовский, 1959; Кузьмин, 1991; Леви, 1995; Аржанникова, 2000], крутизны речных каналов [Toral et al., 2016] и другие. Специальным видом карт, построенных на основе анализа рельефа и разнотипных изображений земной поверхности, являются схемы плотности линеаментов [Кузьмин, 1995]. Линеаменты – спрямленные участки рельефа: уступы, котловины, овраги, русла рек и другие, большинство из которых в регионах с высокой геодинамической активностью свидетельствует о наличии разрывов неотектонического этапа развития земной коры.

### **1.3.1.2 Использование данных дистанционного зондирования**

В настоящее время зондирование земной поверхности часто выполняется удаленными способами, главным образом космическими средствами с использованием различных видов съемочной аппаратуры. Об этом свидетельствует большое количество запущенных в космическое пространство искусственных спутников Земли и, как следствие, общедоступных геопространственных данных в сети Интернет. Пространственными данными, как правило, служат разного рода космические снимки, которые в основной своей массе подразделяются на фотографические и радиолокационные. Первый тип снимков получают за счет сканирования земной поверхности, результатом которого являются ее фотографии с пространственной привязкой. На таких снимках хорошо отражаются характеристики объектов, такие как форма, цвет и яркость. Подобные данные используют в различных отраслях геологии, гидрологии, метеорологии, биологии и других науках. Второй тип снимков, полученный при радиолокационной съемке Земли, наиболее интересен в плане исследований рельефа, поскольку он содержит информацию о ее высотных отметках. На основе данного типа снимков создают цифровые модели рельефа земной поверхности, примерами которых служат пакеты данных SRTM и Aster GDEM. В дальнейшем такие цифровые модели рельефа, аналогично полученным в полевых условиях, подвергаются всестороннему анализу, в т. ч. с последующим построением специализированных геоморфологических карт и вычислением морфометрических параметров [Лаптева Е., Лаптева Н., 2010; Усиков, 2011; Chebotarev et al., 2021; и др.]

### **1.3.2 Экспериментальные методы**

Рельефообразование в пределах природных разломных зон, во-первых, происходит, как правило, в течение длительного геологического времени и, во-вторых, осложнено влиянием экзогенных процессов. Применение полевых морфоструктурных методов по отношению к крупным зонам затруднено еще и в связи с невозможностью равноценного

исследования значительных по площади природных территорий. Эффективным методом изучения деформаций земной коры в данном случае является моделирование. Эксперимент позволяет за десятки минут – первые часы проследить изменения на модели, которые происходили в земной коре в течение миллионов лет.

Экспериментальные исследования могут проводиться методами физического или математического моделирования. Первые физические эксперименты были проведены в начале XIX века и, как правило, были направлены на изучение складчатых и разрывных структур. В середине XX века для моделирования тектонических процессов и структур была разработана одна из первых теорий подобия [Люстих, 1949; Гзовский, 1954]. Она позволила обоснованно сопоставлять результаты моделирования с природными объектами, и была положена в основу современных представлений [Шерман, 1984; Бабичев, 1987; Гончаров, 2010], используемых в данной работе. Основные механизмы формирования складчатых и разрывных структур, в отличие от самых ранних работ, изучались для сопровождения исследований в рамках тектоники литосферных плит. Это во многом определило основное направление проведения дальнейших экспериментов. Для решения конкретных тектонических задач в ходе опытов используют различные способы приложения нагрузки к модели, разные модельные материалы, скорости деформирования и т.д., а также проводят эксперименты в естественном поле силы тяжести и при более высоких значениях ускорения свободного падения.

При проведении экспериментов в естественном поле силы тяжести в основной своей массе используются специально изготовленные приборы, позволяющие деформировать модель в различных плоскостях для имитации всевозможных типов складчатых и разрывных структур. Экспериментальное оборудование позволяет менять скорость деформирования и варьировать геометрическими размерами моделей. В последнее время для проведения экспериментов по изучению рельефа, в том числе с учетом влияния денудации и эрозии, механические установки стали дополняться специальными системами полива, а также сканерами или 3D фотоаппаратами,

позволяющими получать цифровой рельеф экспериментальной модели. Проведение экспериментов при высоких значениях силы тяжести выполняется на центрифугах, причем количество таких экспериментов в отличие от опытов при естественном поле силы тяжести немногочисленно. Все модельные материалы, предназначенные для проведения экспериментов, можно разделить на три основных вида: субстанции для имитации хрупкого и хрупко-пластического разрушения, а также вязкого течения [Борняков, 2012]. К первому виду относятся песок, тальковая пудра, дробленое стекло. Ко второму – глины, графитовая мазь, канифоль, а также специальный состав MatIV. Последний был специально разработан на основе четырех гранулированных компонентов (порошок диоксида кремния, стеклянная и пластическая пудра, графит) как наиболее подходящий при проведении экспериментов, воспроизводящих рельеф в условиях воздействия экзогенных процессов [Graveleau et al., 2011]. К третьему типу модельных материалов можно отнести мед, густой сахарный сироп и глицерин. Данные материалы используются как аналоги при моделировании процессов, связанных с течением астеносферы.

При использовании математического моделирования условия деформирования, геометрия модели, реология модельного материала и действующие на него силы задаются программным путем, используя различные алгоритмы. Это дает возможность изменять их от опыта к опыту, останавливать процесс в любой удобный момент времени для изучения формирующейся структуры.

На сегодняшний день методами физического [Гзовский, 1954; 1975; Лучицкий, Бондаренко, 1969; Борняков, 1981; Шерман и др., 1983; 2002; Разломообразование в литосфере..., 1991; 1992; 1994; Семинский, 2003; Семинский, Когут, 2009; Бокун, 2009; Михайлова, 2010; Autin et al., 2013; Дубинин, 2019; Gomes et al., 2019] и математического [Макаров и др., 2005; Стефанов, 2005; 2008; Ребецкий, 2008; Stefanov, Bakeev, 2014] моделирования изучаются разрывные деформации, парагенезисы трещин в зонах разломов, механизмы формирования конкретных тектонических структур. Почти все представленные работы лишь отчасти касались формирования рельефа в результате

движений по разрывам в разломных зонах. Большое внимание этой проблеме уделяется в работах [McClay, Borona, 2001; Guerroue, Cobbold, 2005; Graveleau, Dominguez, 2008; Strak et al., 2011; Dooley, Schreurs, 2012; Graveleau et al., 2012; Бызов, Саньков, 2015; Bennett et al., 2015; Schellart, Strak, 2016; Rosas et al., 2017; Фролова и др., 2016а; 2016б; 2018]. Как правило, исследуются отдельные аспекты формирования внутренней структуры зон разломов. При этом формирование рельефа почти не рассматривается с точки зрения элементов внутренней структуры и парагенезиса разрывов второго порядка. Чаще всего исследуется взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов с целью воссоздать структуру и рельеф путем моделирования конкретных природных обстановок.

\* \* \*

На современном этапе исследований хорошо изучены основные процессы и сопутствующие факторы, формирующие рельеф земной поверхности. Проведены работы, направленные на установление наиболее общих закономерностей отражения тектонических структур, в т.ч. границ крупных разломных зон, в рельефе. Показано, что морфоструктурное выражение разломных зон зависит от степени их активности на неотектоническом этапе. Изучение осуществлялось на основе материалов полевых наблюдений, данных дистанционного зондирования Земли, проведения физического и математического моделирования, а также применения по отношению к ним количественного анализа. Тем не менее, детальные исследования рельефа разломных зон, формирующегося вследствие развития их внутренней структуры, практически не проводились. В подобных работах эффективно использовать комплексный – тектонофизический – подход, включающий моделирование разломных зон и анализ их разноранговых природных аналогов, а также сравнение получаемых данных с применением количественных методов.

## ГЛАВА 2. БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА И ДРУГИЕ ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Комплексный тектонофизический подход, применяемый для изучения отражения внутренней структуры разломной зоны в рельефе, подразумевает использование экспериментальных и природных объектов. Как отмечалось выше, для подобного анализа в работе выбраны сдвиговые зоны – как представители разломов со смещением по простиранию и сбросовые зоны – как представители дизъюнктивов со смещением по падению. Зоны надвигов (взбросов) также являются разломами со смещением по падению, однако их воспроизведение в лабораторных условиях и последующая интерпретация полученных материалов отличаются по ряду причин (повышенное влияние гравитации, особое внутреннее строение) от зон сброса и сдвига. В связи с этим они не рассматривались в рамках данного исследования.

Сдвиговые и сбросовые зоны широко распространены на юге Восточной Сибири – в пределах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), развивающейся в течение кайнозойского времени в условиях растяжения и сдвига. Иерархия разломно-блокового строения БРЗ позволяет для выполнения задач данного исследования выбрать дизъюнктивы различного типа и ранга. В итоге анализу подверглись крупные сбросовые зоны центральной части рифта, а также небольшие зоны сброса и сдвига, расположенные на локальных участках (рис. 2.1). Крупный Главный Саянский разлом, описанный в заключительном разделе работы, не рассматривался в основной части диссертации в виде прямого аналога сдвиговой зоны, изученной в эксперименте, поскольку его кинематика и степень активности в кайнозой не ясны. В качестве крупных природных сдвигов были выбраны разломы Левантийский и Сан-Андреас, которые по комплексу признаков подобны моделируемым объектам.

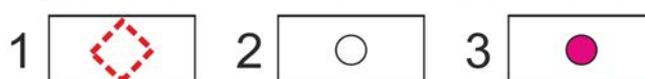


Рис. 2.1. Объекты и участки исследования, расположенные в пределах юга Восточной Сибири.

1 – участки изучения крупных разломных зон; 2-3 – участки изучения небольших разломных зон (2), в т.ч. описанные в данной работе (3).

## 2.1 Байкальская рифтовая зона

### 2.1.1 История формирования и изучения БРЗ

На сегодняшний день БРЗ является одной из наиболее геодинамически активных структур Восточной Сибири. Она формируется в обстановке сдвига и растяжения на границе двух крупных литосферных блоков – Сибирского кратона и Амурской плиты и во многом характеризуется чертами, свойственными континентальным рифтам. История изучения этой структуры насчитывает десятки лет, но, несмотря на это, исследователи до сих пор не пришли к единому мнению относительно основного механизма формирования БРЗ и истории ее развития [Логачев, 2003; Семинский, 2009; Мац, 2012; 2015; Семинский и др., 2013].

Первые исследования БРЗ в основном были связаны с ее центральной частью – собственно Байкальским рифтом, который в рельефе представлен одноименной котловиной, окружающими хребтами, а также более мелкими положительными и отрицательными структурами. Одним из первых представлений о формировании Байкальской впадины являлась модель гигантской синклинали [Черский, 1886], которая,

по сути, представляла собой структуру сжатия. Спустя несколько лет, эта модель была опровергнута В.А. Обручевым, который впервые показал, что впадина представляет грабен, т.е. структуру растяжения. В дальнейшем начались систематические исследования не только Байкальской котловины, но и всей рифтовой зоны, простирающейся на 1800 км с запада на восток от Бусингольской впадины до Чарской. Подобно существующим в то время теориям формирования ее центрального сегмента – Байкальского рифта, – поначалу всей Байкальской рифтовой зоне предписывалось развитие путем чистого растяжения [Логачев, Флоренсов, 1977]. Новые данные, главным образом касающиеся исследований полей напряжения на всей территории рифтовой зоны, расширили существующие представления. Ряд исследователей отмечал наличие компоненты левосдвигового смещения или косоугольного растяжения на флангах рифтовой зоны [Шерман, Леви, 1978; Шерман, Днепровский, 1989; Зорин, Турутанов, 2005; Мельникова, Радзиминович, 2007; Лунина, Гладков, 2008]. Параллельно, благодаря исследованиям скальных и рыхлых пород, а также очагов землетрясений, была установлена последовательная смена обстановки сдвига растяжением [Саньков и др., 1991; Леви и др., 1997; Delvaux et al., 1997] в рамках всей рифтовой зоны. При этом в ее центральной части обстановка растяжения остается главенствующей.

Развитие Байкальской рифтовой зоны во времени осуществлялось в течение нескольких основных этапов. Как правило, выделяется два [Семинский, 2009] или три [Мац, 2012; 2015] основных этапов. Стоит отметить, что количество этапов не связано с продолжительностью формирования БРЗ в целом, а обусловлено различным выделением числа подстадий в каждом из них. Начало первого – «дорифтового» – этапа относится к началу кайнозоя ( $\approx 70$  млн. лет назад). Предпосылками к формированию рифтовой зоны на данном этапе являются тектонические подвижки и активизация разрывов у края Сибирской платформы. Морфоструктурным выражением этих разрывных нарушений стали односторонние грабены с крутопадающими северо-западными и пологими юго-восточными бортами. Кроме тектонических движений, в этот период происходит развитие

щелочно-базальтового вулканизма в районах современных Тункинской долины, северо-западной части хребта Хамар-Дабан и Еравнинских озер [Рассказов, 1993; Рассказов, Чувашова, 2018]. Начало второго этапа формирования рифта относится к позднему олигоцену около 30 млн. лет назад. Данный этап называют собственно «рифтовым», поскольку происходит отчетливое проявление вертикальных движений по разломам, сформированных, главным образом, за предыдущий период. В связи с этим многие исследователи Байкальской рифтовой зоны часто считают именно этот этап началом ее формирования [Мац, 2001]. Этап включает две главных стадии, в течение которых структура зоны формируется с различной интенсивностью – это стадии «медленного» и «быстрого рифтинга». Стадия «медленного рифтинга» характеризовалась относительно невысокими скоростями вертикальных движений. В эту стадию происходило формирование всех основных впадин рифтовой зоны. По основной версии развитие рифтовой зоны началось в Южно-Байкальской впадине и имело двустороннее распространение в западном и восточном направлениях [Логачев, 2003], однако эти представления не являются единственными [Семинский, 2009]. В этот период продолжает развиваться базальтовый вулканизм в пределах Восточного Саяна, западного Хамар-Дабана, появляются новые магматические поля к СВ от будущей рифтовой зоны (Витимское и Удоканское поля) [Рассказов, Чувашова, 2018]. Стадия «быстрого рифтинга» началась в позднем плиocene – примерно 3,5-5 млн. лет назад. Происходит резкое увеличение скорости вертикальных движений по разломам, за счет чего сформированные ранее впадины расширяются и углубляются. Следствием увеличения скорости вертикальных движений является образование на всей территории рифта единого сводового поднятия – одного из главных результатов данной стадии рельефообразования. В отличие от основного левосдвигового характера смещений на западном и восточном флангах рифтовой зоны, с этого времени в ее центральной части, (Байкальский рифт), растяжение начинает преобладать над сдвигом.

Наряду с исследованием полей напряжений, особенностей геологического строения и этапности формирования Байкальской рифтовой зоны были предложены различные механизмы ее формирования. Первый механизм (активный рифтинг) связан с внедрением под подошву литосферы мантийного диапира, образованием свода и формированием структуры растяжения в его осевой части [Logatchev, Zogin, 1992; Зорин, Турутанов, 2005]. Другими словами, растяжение в Байкальской впадине инициировано мантийными потоками, а сдвиговые или сбросо-сдвиговые деформации на западном и восточном флангах рифтовой зоны являются его следствием. Эта гипотеза подкреплялась геофизическими исследованиями [Рогожина, Кожевников, 1979], в ходе которых было обнаружено низкоскоростное поле под литосферой Байкальского рифта. Однако, впоследствии наличие крупного выступа аномальной мантии не подтвердилось; аномалия ограничивается лишь областью распространения современного вулканизма [Яковлев и др., 2007].

Второй механизм формирования рифтовой зоны (пассивный рифтинг) подразумевал ее возникновение в результате воздействия каких-либо удаленных энергетических источников без участия астеносферой мантии. Одним из таких источников считалась Индо-Азиатская коллизия [Molnar et al., 1973; 1981]. Однако, она не может являться единственным источником развития рифтовой зоны, поскольку начало процесса коллизии примерно совпадает с временем формирования первых рифтовых структур в районе Байкала [Логачев, 2003]. Продвижение (омоложение) деформаций Индо-Азиатской коллизии в северном направлении осуществлялось последовательно и достигло Байкальской рифтовой зоны примерно 5-8 млн. лет назад, о чем свидетельствуют исследования, основанные на трековом датировании апатита [Dobretsov et al., 1996; De Grave et al., 2007; 2008; Буслов и др., 2008]. Цитируемые авторы выделяют этот процесс в качестве причины наступления стадии «быстрого рифтинга» в БРЗ. Еще одним удаленным источником, который мог повлиять на развитие БРЗ, является Тихоокеанская субдукция

на востоке Евразии. Разрядка напряжений в зоне субдукции могла повлиять на увеличение скорости перемещения Амурской плиты [Дядьков и др., 2000; Petit, Fournier, 2005].

Динамика развития структуры БРЗ в рамках модели «пассивного рифтинга» можно объяснить левосторонним сдвигом по этой межплитной границе [Шерман, Леви, 1978; Копп, 1997; Леонов, 2001; Семинский, 2009]. При подобном характере подвижек краевой выступ Сибирского кратона является структурной неоднородностью, инициирующей формирование Байкальской впадины как структуры присдвигового растяжения – бассейна пулл-апарт. Процесс был реализован в лабораторном эксперименте, который показал, что левосторонние смещения и характерная структурная неоднородность в совокупности с упруго-пластическим поведением деформируемого объема являются тремя главными факторами формирования Байкальской рифтовой зоны [Семинский, 2009]. Основным достоинством модели левостороннего сдвига является то, что она объединяет полученные знания, накопленные по данному региону, и рассматривает их с единых позиций тектонофизики при формировании крупных дизъюнктивных структур.

Таким образом, описанная выше пространственно-временная неравномерность развития структуры разломных зон характерна и для Байкальской рифтовой зоны. Временная неравномерность в данном случае – это формирование зоны рифта в течение нескольких этапов и стадий. Пространственная неравномерность – это наличие в структуре рифтовой зоны разнотипных участков, которыми на главном иерархическом уровне служат ее ЮЗ, Центральный и СВ фланги. На более высоком уровне неравномерность отражается в рамках каждой из впадин, например, Байкальской и т.д. в зависимости от уровня иерархии. Образование единого сводового поднятия в структуре рифтовой зоны за счет фрагментарного внедрения вещества аномальной мантии или/и удаленного влияния Индо-Азиатской коллизии происходило уже после заложения всех основных впадин.

## 2.1.2 Структура БРЗ

Байкальская рифтовая зона состоит из серии впадин и поднятий, отделяющихся друг от друга межгорными перемычками. Ее современная активность выражается в интенсивных перемещениях по разломам, которые сопровождаются сейсмичностью [Сетевой ресурс: <http://seis-bykl.ru>]. Крупнейшей структурой рифтовой зоны является Байкальская впадина, заполненная водами одноименного озера. Она формируется в условиях растяжения литосферы в отличие от ее фланговых западной и восточной частей, где главенствующим полем напряжения является сдвиг, иногда с некоторой компонентой растяжения или сжатия (рис. 2.2). Характер поля напряжения в центральной части БРЗ и на ее флангах не противоречит основным направлениями перемещений, установленным по данным GPS-геодезии [Саньков и др., 2003; Лухнев и др., 2006; 2010; 2013].

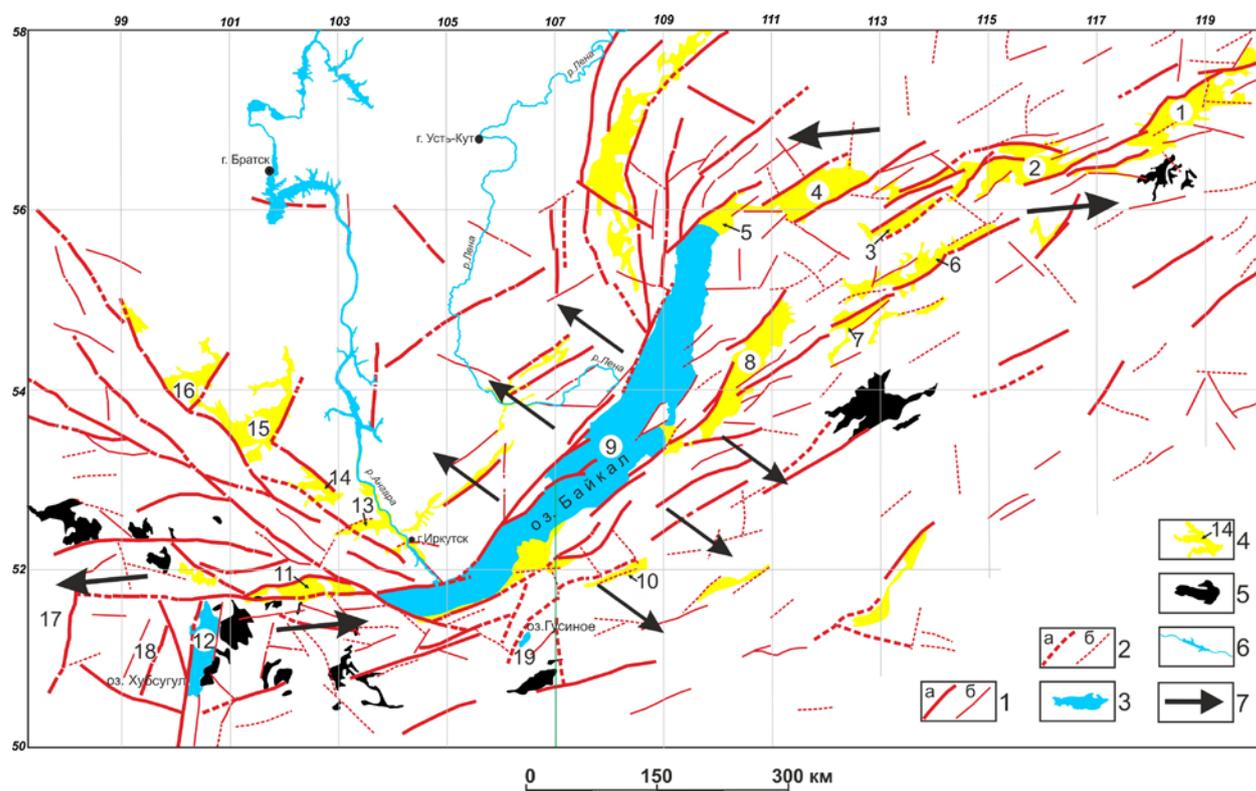


Рис. 2.2 Новейшая структура Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий по [Семянский, 2009] с изменениями.

1-2 – генеральные (а) и региональные (б) разломы, отчетливо (1) и менее отчетливо (2) проявленные в рельефе; 3 – озера; 4 – главные кайнозойские впадины: (1 – Чарская, 2 – Нижне-Муйская, 3 – Верхне-Муйская, 4 – Верхнеангарская, 5 – Кичерская, 6 – Баунтовская, 7 – Ципиканская, 8 – Баргузинская, 9 – Байкальская, 10 – Удинская, 11 – Тункинская, 12 – Хубсугульская, 13 – Китойская, 14 – Голуметская, 15 – Окинская, 16 – Ийская, 17 – Бусийногорская, 18 – Дархатская, 19 – Гусиноозерская); 5 – крупные базальтовые поля; 6 – гидросеть; 7 – направления относительных перемещений блоков, создающих сдвиговую и раздвиговую обстановки разломообразования в Байкальской рифтовой зоне.

Подобно общему представлению о формировании внутренней структуры межблоковых зон [Семинский, 2003], Байкальская рифтовая зона характеризуется неоднородным строением вкрест и по простиранию (рис. 2.2). Продольная неравномерность связана с различными динамическими обстановками, и, следовательно, структурным выражением центральной части рифтовой зоны и ее флангов. Западный фланг БРЗ представлен Бусийнгольской, Дархатской, Хубсугульской и Тункинской рифтовыми впадинами, а также контролирующими их разломами, преимущественно сдвигового или сбросо-сдвигового типа, углы падения которых близки к вертикальным [Логачев, 1999]. Почти все впадины западного фланга имеют нетипичное для рифтовой зоны меридиональное простирание. В области сочленения западной и центральной частей БРЗ к ней с севера-запада примыкает Главный Саянский разлом, являющийся древней дизъюнктивной структурой, которая образовалась на краю Сибирской платформы [Берзин, 1967]. В кайнозойе характер и степень активности зоны влияния разлома не ясны, отчетливые левосдвиговые перемещения крыльев зафиксированы только в ЮВ части [Аржанникова и др., 2015; 2018]. Восточный фланг представлен Верхнеангарской, Ципиканской, Баунтовской, Муйской, Чарской впадинами. Здесь имеют место разломы сдвигового и сбросо-сдвигового типа, причем сбросо-сдвиги концентрируются по краям рифтовых впадин, а сдвиги приурочены к межвпадинным перемычкам. Центральная часть рифтовой зоны представлена преимущественно Байкальской и Бургузинской впадинами. Бургузинская впадина значительно уступает Байкальской в размерах и располагается вблизи ее северной части. Большинство разломов центральной части рифта характеризуются сбросовой кинематикой с ЮВ или СЗ направлением падения, которые в совокупности образуют грабен.

Поперечная неравномерность выражается несимметричностью структуры рифтовой зоны относительно ее осевой линии. Это справедливо как по отношению к центральной части Байкальской зоны, так и к ее флангам. На флангах рифтовой зоны неравномерность связана с различным расположением рифтовых впадин, что особенно

заметно в ее западной части – в районе Хубсугульской и Дархатской депрессий. Поперечная неравномерность центральной части вызвана наличием различного количества разломных подзон в структуре Байкальского рифта. Структура СЗ плеча представлена Обручевской межблоковой зоной, состоящей из Морской, Приморской и Прихребтовой разломных зон [Семинский и др., 2013]. ЮВ плечо рифта включает Черско-Баргузинскую и Джида-Витимскую межблоковые зоны, состоящие из Дельтовой и Бортовой, а также Джида-Удинской и Ганзуриной дизъюнктивных зон, соответственно.

### 2.1.3 Рельеф БРЗ

Современный рельеф Байкальской рифтовой зоны образовался главным образом в результате перемещений по разломам в неоген-четвертичный период. Тем не менее, палеорельеф предыдущих временных периодов существенно повлиял на развитие современного ландшафта, а его формирование во многом зависело от этапов активизации тектонических процессов. Главными факторами развития рельефа служили перемещения по разрывам в зоне сочленения Сибирской платформы и Забайкальского блока (Саяно-Байкальский краевой шов), а также складчатость. Направление складчатости не одинаково в пределах рассматриваемой территории. Западнее  $105^{\circ}$  меридиана ориентировка осей складок имеет СЗ простирание, восточнее  $105^{\circ}$  – она направлена на СВ. Такое положение складок на местности определяло подобное залегание связанных с ними морфоструктур. В периоды относительного тектонического покоя при преобладании (иногда равенстве) воздействия экзогенных процессов над эндогенными рельеф выполаживался, формировались поверхности выравнивания. Для Байкальского региона выделяют четыре разновозрастных поверхностей выравнивания [Геология и сейсмичность..., 1984]: домеловая, мел-палеогеновая, раннеогеновая и верхнеплиоцен-раннеплейстоценовая (эоплейстоценовая). Стоит отметить, что рельеф поверхностей выравнивания не представлял собой идеальной равнины, существовали значительные перегибы и возвышенности, связанные с особенностями горных пород [Геология и сейсмичность...,

1984]. В общих чертах современный рельеф Байкальской рифтовой зоны унаследует только генеральные простирания древних складчатых структур [Замараев и др., 1979; Геология и сейсмичность..., 1984].

Основной чертой строения рельефа рифтовой зоны является наличие единого поднятия – Саяно-Байкальского свода – ограниченного изогипсой 1500 метров над уровнем моря. Ширина свода неравномерна по простиранию рифтовой зоны. На западе, где расположены Дархатская, Хубсугульская и Мондинская впадины, его ширина максимальна. Далее в окрестностях южного Байкала и до устья р. Селенги поднятие резко сужается, еще восточнее свод снова существенно расширяется и, имея примерно одинаковую ширину, распространяется до Станового нагорья, где теряет свою выраженность в рельефе. Сужения свода совпадают с крупными седловинами в рельефе. Первая крупная седловина находится в районе дельты р. Селенги, вторая – в районе Муйской впадины [Геология и сейсмичность..., 1984].

Сводовое поднятие состоит из серии горных хребтов и межгорных впадин. Как правило, хребты и впадины на западе и востоке ориентированы субширотно, в центральной части рифтовой зоны простирание меняется на северо-восточное. Рельеф отдельно взятых хребта или впадины в БРЗ имеет сложное строение. С одной стороны, это связано с наложением современных морфоструктур на палеорельеф или складчатостью, иногда – с продуктами древнего вулканизма. С другой стороны, сложное строение отдельных форм рельефа обусловлено тектоническими деформациями, часто образующимися, в зависимости от местоположения по простиранию Байкальской рифтовой зоны, под влиянием разных типов напряженного состояния. Как упоминалось выше, на флангах рифтовой зоны сконцентрированы сдвиговые и сбросо-сдвиговые подвижки, в то время как в ее центральной части преобладают зоны растяжения и сброса. В целом, морфоструктуры различного масштаба хорошо проявлены на всей территории Байкальской рифтовой зоны, что служит основанием для решения поставленных в данной работе задач исследования.

## **2.2 Объекты исследования за пределами юга Восточной Сибири**

В пределах юга Восточной Сибири основной крупной сдвиговой структурой, удовлетворяющей нашим критериям для анализа (размеры, наличие магистрального сместителя), является зона Главного Саянского разлома, юго-восточная оконечность которой входит в структуру БРЗ. Однако, северо-западная часть зоны принадлежит к окраине Алтае-Саянской горной области, что предопределяет сложное формирование рельефа этой крупной разломной структуры. На развитие рельефа вблизи дизъюнктива в различной степени повлияло как северо-восточное сжатие, связанное с удаленным влиянием Индо-Азиатской коллизии [Dobretsov et al., 1996; De Grave et al., 2007; 2008; Буслов и др., 2008; Аржанникова и др., 2011], так и северо-западное растяжение в БРЗ. В связи с этим, кинематика зоны Главного Саянского разлома осложнена сбросовыми [Ламакин, 1968] или взбросовыми [Чипизубов, Смекалин, 1999; Аржанникова и др., 2015; 2018] подвижками по разрывам. При этом отчетливые смещения сдвигового типа фиксируются только в юго-восточной части разлома [Карта неотектоники..., 1982; Аржанникова и др., 2011; 2015; 2018], тогда как на западе преобладают взбросы и надвиги с редким выделением сдвигов [Аржанников и др., 2004]. В связи с этим, целесообразно провести анализ и последующее сравнение структуры и рельефа разломных зон, выходящих за рамки региона БРЗ, но обладающих большим подобием с экспериментальными моделями. В качестве эталонных объектов выбраны зоны левостороннего Левантийского сдвига и правостороннего сдвига Сан-Андреас. Развиваясь при взаимодействии крупных литосферных плит, эти разломные зоны менее осложнены дополнительной компонентой, сопутствующей сдвигу, хорошо изучены и наилучшим образом подходят для анализа их рельефа и внутренней структуры.

### **Левантийский сдвиг**

Левантийский сдвиг протягивается на 1000 км от северной оконечности Красного моря до юго-восточной части Малой Азии (Анатолии). Разлом расположен на границе

двух тектонических плит – Африканской и Аравийской. Обе плиты имеют одинаковое северное направление движения, при этом последняя перемещается с большей скоростью, создавая, тем самым, левостороннее смещение вдоль разломной зоны [Gomez et al., 2007]. Формирующийся в результате контакта двух плит Левантийский сдвиг представляет трансформный разлом, начало его развития оценивается как средний миоцен [Mart et al., 2005]. Сдвиговая зона сохраняет тектоническую активность и находится на стадии полного разрушения. Простираение ее магистрального сместителя составляет 10-12°.

Структура Левантийского сдвига представлена чередованием впадин и бассейнов присдвигового растяжения: залив Акаба, Мертвое море, Галилейское море, Хула, Эль-Гарб и Кара-Су. Между собой бассейны разделены разломами меридионального протирания с преимущественно сдвиговой кинематикой. Внутри бассейнов фиксируются как сдвиговые, так и сбросовые перемещения, образующиеся в результате локального растяжения меридиональной или ВСВ-ЗЮЗ ориентировки [Lunina et al., 2005]. В целом сдвиговую зону обычно подразделяют на три структурных сегмента: южный, средний и северный [Mart et al., 2005]. При этом южный формируется преимущественно в обстановке сдвига и растяжения, средний – сдвига и сжатия, северный – сдвига [Gomez et al., 2007]. Иногда северному сегменту также предписывается компонента растяжения [Mart et al., 2005; Lunina et al., 2005].

Морфология зоны Левантийского сдвига во многом повторяет его тектоническую структуру. Бассейны растяжения отражаются в рельефе впадинами с крутыми горными бортами по краям. Стоит отметить, что формирование гор в бассейнах южного сегмента, помимо движений по разломам, также может быть связано с влиянием мантии. Участки со сдвиговыми разломами, разделяющие бассейны растяжения, представлены в рельефе невысокими поднятиями. Наибольшие абсолютные высоты рельефа сконцентрированы в среднем сегменте зоны, представленным достаточно обширной гонной областью.

Скорости перемещения крыльев сдвиговой зоны по данным GPS-геодезии [Gomez et al., 2007] составляют 3-4 мм/год. По этим же данным скорость перемещения примерно сопоставима на всех сегментах разлома.

Таким образом, рассмотренные параметры левосторонней Левантийской сдвиговой зоны позволяют выбрать ее как природный аналог для сравнения с экспериментальной сдвиговой зоной, образующейся во всем объеме лабораторной модели.

### **Сан-Андреас**

Зона правостороннего сдвига Сан-Андреас располагается на западном побережье Северной Америки и имеет протяженность около 1200 км. Она образовалась в результате контакта двух плит – Тихоокеанской и Северо-Американской [Романюк и др., 2013; Gizzi, 2015; Симонов и др., 2015; Scharer, Streig, 2019]. Зона является трансформной границей с возрастом около 30 млн. лет [Романюк и др., 2013]. В современное время она сохраняет тектоническую активность и находится на стадии полного разрушения. Простираение ее магистрального сместителя составляет  $300-320^\circ$  на юге и  $315-320^\circ$  на севере.

Сдвиговая зона состоит из множества параллельных основному сместителю разломов: Роджес Крик, Калаверас, Хэйуорд, Сан-Габриэль, Эльзинор, Мишн-крик, Сан-Джасинто и др. [Осокина и др., 1979; The Sun Andreas..., 1990]. Кроме продольных разломов, существует ряд поперечных дизъюнктивов, наиболее крупными из которых являются Гарлок, Биг Пайн, Санта-Янез и Пинто Маунтейн. В результате ширина разломной зоны существенно варьирует по простираению от нескольких десятков до ста км [Осокина и др., 1979; Симонов и др., 2015]. Глубина проникновения в земную кору основного и сопутствующих сместителей сдвиговой зоны оценивалась посредством анализа распределения в разрезе гипоцентров крупных землетрясений и составляет в среднем 15-25 км.

Морфология зоны меняется на всем протяжении разлома и представлена чередованием поднятий, уступов хребтов, низменностей, долин и т.п. [The Sun Andreas...,

1990]. При этом выделяются как достаточно крупные формы рельефа, так и небольшие локальные морфоструктуры. Отчетливо отражаются геоморфологические признаки сдвиговых подвижек: отклонения русел рек, смещенные речные террасы, впадины и валовые гребни. Отмечается, что на рельеф зоны Сан-Андреас в значительной мере влияют экзогенные процессы, однако движения по разломам настолько интенсивные, что именно они определяют геоморфологическое строение региона [The San Andreas..., 1990].

Скорости перемещения крыльев сдвиговой зоны по разным источникам оцениваются на уровне 1-3 см/год [Осокина и др., 1979; Романюк и др., 2013]. При этом суммарная амплитуда сдвига по нескольким сместителям может достигать 5-8 см/год [Осокина и др., 1979]. Эти данные хорошо соотносятся со скоростями, полученными при анализе материалов GPS-геодезии [Murray et al., 2001; Becker et al., 2005].

Таким образом, рассмотренные кинематика, морфология, активность и геометрические параметры зоны Сан-Андреас позволяют сделать вывод о ее хорошем подобии экспериментальной сдвиговой зоне, образующейся во всем объеме лабораторной модели.

\* \* \*

В настоящее время БРЗ – хорошо изученная межплитная граница, в т.ч. в плане строения и геоморфологии района. Она активна на последнем этапе тектогенеза и формируется в условиях взаимодействия блока Сибирского кратона и Амурской плиты. Некоторые из расположенных в БРЗ и в целом на территории юга Восточной Сибири разломных зон различного масштаба и ранга были выбраны для реализации комплексной методики сравнения экспериментальных моделей и природных объектов. Среди них крупные сбросовые (Обручевская, Черско-Баргузинская и Джидда-Витимская) разломные системы, а также небольшие зоны сдвига и сброса высокого ранга, расположенные на локальных участках Прибайкалья и Забайкалья. Кроме того, по литературным данным охарактеризованы две сдвиговые зоны – Левантийская и Сан-Андреас, – выбор которых обусловлен отчетливым подобием экспериментальным объектам и недостаточностью

крупных природных аналогов сдвиговой кинематики на базовой территории исследований. Воспроизведение в эксперименте зон надвигов (взбросов) и последующий анализ их природных аналогов не выполнялись, поскольку формирование данного кинематического типа разломов на неотектоническом этапе не типично для территории юга Восточной Сибири, а главное – требует при моделировании определенного методического подхода, отличающегося от зон сдвига и растяжения.

В итоге объектами представленного ниже исследования были сдвиговые и сбросовые зоны, смоделированные в лабораторных условиях и располагающиеся территориально в тектонически активных регионах, главным образом, – на юге Восточной Сибири.

### ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе используется комплекс методов для решения поставленных задач по теме исследования. В состав комплекса входят: физическое моделирование сдвиговых и сбросовых зон, исследование их природных аналогов, а также однотипное сравнение построенных в обоих случаях ЦМР, относящееся к камеральным методам обработки.

Физические эксперименты выполнялись в лабораторных условиях на специальной установке с использованием моделей из эквивалентных поведению литосферы материалов. Установка позволяла задавать определенные граничные условия опытов: размер модели, способы и скорость деформирования.

Природными аналогами являлись разноранговые зоны разломов, располагающиеся преимущественно на территории юга Восточной Сибири. Важным аспектом при исследовании зон разломов методом физического моделирования, а также их природных аналогов было построение рельефа в цифровом виде. В случае эксперимента ЦМР получена в результате прямых измерений высотных отметок поверхности опытного образца по окончании его деформирования. При изучении природных разломных зон в зависимости от занимаемой площади их ЦМР были взяты в готовом виде среди общедоступных источников Глобальной сети или построены с использованием данных полевой съемки.

Завершающей частью комплексного исследования являлась камеральная обработка ЦМР разломных зон и построенных на их основе распределений градиента рельефа. Анализ ЦМР и распределений градиента позволил выделить участки с его наибольшими изменениями, связанными с перемещениями по разрывам, и, как следствие, отобразить структуру, размеры и границы разломных зон. При интерпретации использовались литературные данные о строении, кинематике и геодинамических обстановках формирования изучаемых разломных зон, а также геолого-структурные (в т.ч. массовые

замеры трещиноватости пород) и геофизические (в т.ч. электротомография, радонометрия) наблюдения, полученные во время полевых работ.

### **3.1 Методика моделирования разломных зон**

Основной задачей физического моделирования являлось выделение закономерностей отражения внутренней структуры разломной зоны в рельефе в «чистом» виде. Имеются в виду закономерности, полученные без учета влияния на рельеф экзогенных процессов и дополнительных факторов (климат, вещественный состав верхних слоев земной коры и др.). Таким образом, изучалось развитие рельефа, обусловленного различного рода деформациями породного массива внутри разломной зоны. Физическое моделирование выбрано по ряду причин. Это эффективная методика воспроизведения зон разломов в лабораторных условиях, разработанная теория подобия, а также детально изученный модельный материал, что в совокупности отражено в многочисленных публикациях по данной тематике [Борняков, 1981; Шерман и др., 1983; Шерман, 1984; Бабичев, 1987; Семинский, 1986; 2003; Разломобразование в литосфере...1991; 1992; 1994; Борняков и др., 2004; 2014].

Общая методика экспериментов по моделированию разломных зон разработана в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН [Шерман и др., 1983]. Модельным материалом служит однородная глинистая паста, которая при деформировании в лабораторных условиях проявляет упруго-пластичные свойства подобно литосфере в процессах крупномасштабного разломообразования [Семинский, 1986; 2003]. В соответствии с теорией подобия при моделировании разрывных нарушений следует учитывать геометрическое подобие (пропорциональность формы и размеров), кинематическое подобие (пропорциональность скорости, ускорения и направления движений), динамическое подобие (пропорциональность сил), а также пропорциональность всех других физических величин, характеризующих процесс

разломообразования [Шерман и др., 1983; Шерман, 1984]. В общем виде уравнение подобия имеет следующий вид:

$$\frac{\eta}{\rho g H t} = \frac{\eta_3}{\rho_3 g H_3 t_3}, \quad (3.1)$$

где  $\eta$  – вязкость глинистой пасты, Па·с;  $\rho$  – плотность глинистой пасты, кг/м<sup>3</sup>;  $g$  – ускорение силы тяжести, м/с<sup>2</sup>;  $H$  – толщина деформируемого объема, м;  $t$  – продолжительность процесса, с. Величины с индексом «3» параметры и условия разломообразования в земной коре.

Все эксперименты проводились на специальной установке «Разлом» (рис. 3.1, А), предназначенной для моделирования разнообразных тектонических структур, путем перемещения в различных направлениях ее отдельных частей – штампов. Модель, состояла из слоя однородной глинистой пасты и находилась в прямоугольных рамках, препятствующих растеканию глины. При моделировании использовались механизмы простого сдвига (рис. 3.1, Б) и растяжения экспериментальной модели (рис. 3.1, В). В обоих случаях модель располагалась на двух штампах установки, один из которых смещался в горизонтальном направлении с постоянной скоростью. Контроль вязкости глинистой пасты осуществлялся путем расчета ее влажности по формуле:

$$W = \frac{m_{\text{влаж}} - m_{\text{сух}}}{m_{\text{сух}}} \cdot 100\%, \quad (3.2)$$

где  $W$  – влажность глины в процентах;  $m_{\text{влаж}}$  – масса влажной глинистой пасты в начале опыта, г.;  $m_{\text{сух}}$  – масса глины без воды, г.

Для подсчета влажности по формуле (2) в начале каждого эксперимента производился забор небольшого количества глинистой пасты в керамический или металлический тигель. Тигель вместе с пастой взвешивался на весах, помечалась масса в граммах. Далее тигель с глинистой пастой помещался в духовую печь на 1-2 часа при температуре 100° С. По окончании выпаривания воды взвешивание тигля с уже сухой

глиной повторялось. Стоит отметить, что масса влажной и сухой пасты в формуле (2) используется без учета массы самого тигля.

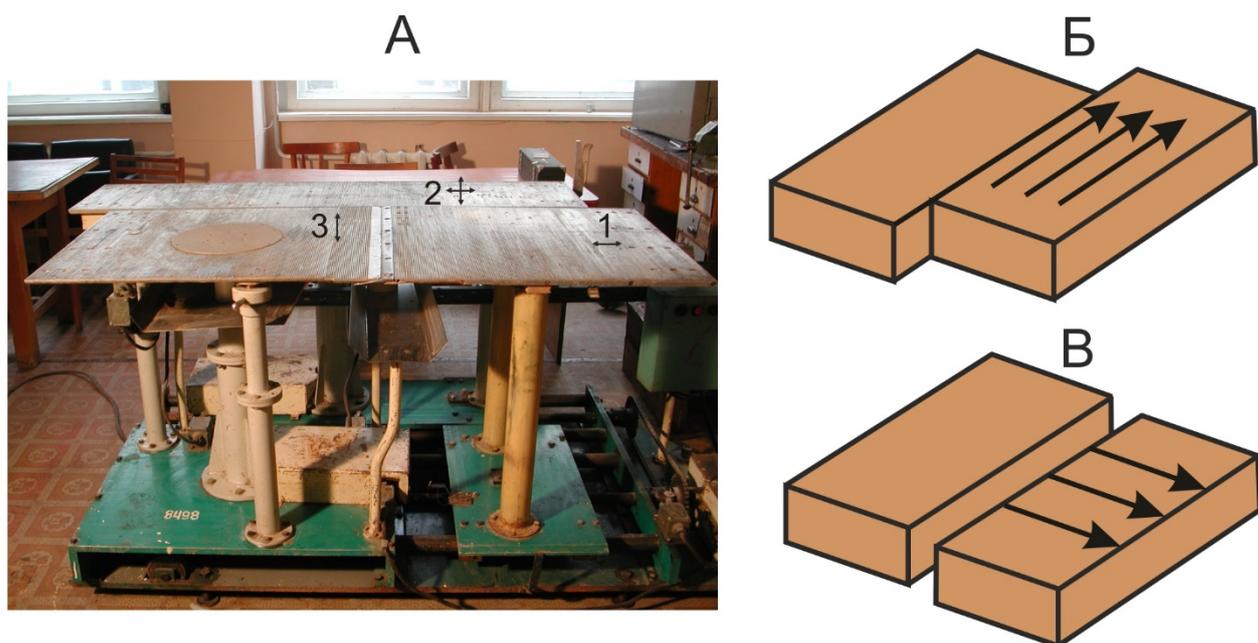


Рис. 3.1. Экспериментальная установка «Разлом» (А) и механизмы деформирования модели: простой сдвиг (Б) и растяжение (В).

Цифрами на рис. 3.1. А обозначены штампы установки, а стрелками – возможные направления их перемещений.

Отталкиваясь от теории подобия в наших экспериментах (1 мм на модели ~ 1 км в природе) при использовании механизма простого сдвига происходит формирование крупной сдвиговой разломной зоны, а при растяжении модели – межблоковой зоны растяжения. Главными структурными элементами межблоковой зоны растяжения являются встречно направленные зоны разрывов с преимущественно сбросовой кинематикой, которые в литературе также именуют областями распространения сколов субвертикальной ориентировки [Михайлова, 2008; 2010]. Исходя из принятых здесь представлений о понятии «разломная зона», такие области правомерно называть «сбросовыми разломными зонами». Примером природного аналога межблоковой зоны растяжения, изучаемой в эксперименте, является Байкальский рифт. Плечи рифта – это системы крупных, наклоненных навстречу друг другу сбросовых зон, например, таких как Обручевская сбросовая система на северо-западе и Черско-Баргузинская – на юго-востоке [Семинский и др., 2013].

При моделировании **сдвиговых разломных зон** горизонтальные размеры модели составляли 130 x 25 см. В проведенных опытах использовался как левосдвиговой, так и правосдвиговой характер смещения экспериментальной модели. Для полноценного анализа взаимосвязи процесса формирования рельефа и специфики разломообразования эксперименты проводились при разных граничных условиях по вязкости глинистой пасты, скорости деформирования и толщине модели, поскольку эти параметры существенно влияют на структуру разломной зоны [Шерман и др., 1983; Dooley, Schreurs, 2012], а, следовательно, на ее рельеф. Исследованы модели с тремя относительными значениями вязкости: высокой ( $\approx 10^8 \text{ Па} \cdot \text{с}$ ), средней ( $\approx 10^7 \text{ Па} \cdot \text{с}$ ) и низкой ( $\approx 10^6 \text{ Па} \cdot \text{с}$ ); с тремя величинами толщины модели: 5; 8,5; и 11 см.; при различной скорости деформирования: медленной (0,6 см/мин) и быстрой (6 см/мин). Влияние каждого параметра на рельеф разломной зоны изучалось отдельно. Для этого сначала были проведены базовые эксперименты, которые характеризовались следующими параметрами: средняя вязкость пасты, медленная скорость деформирования и толщина модели, равная 8,5 см. В ходе проведения дальнейших экспериментов один из параметров базовой модели изменялся, а остальные оставались постоянными. Каждый эксперимент дублировался, чтобы избежать влияния случайных факторов при формировании разломной зоны. Перемещение штампов происходило до момента, пока разломная зона не достигала стадии полного разрушения, то есть до формирования на поверхности модели магистрального сместителя. Для детального изучения влияния стадийности (ранняя дизъюнктивная, поздняя дизъюнктивная и стадия полного разрушения [Семинский, 2003]) на развитие рельефа проведен дополнительный эксперимент по моделированию сдвиговой зоны с параметрами базовой модели.

При моделировании **сбросовых разломных зон** горизонтальные размеры деформируемого образца составляли 60 x 60 см при толщине 8,5 см; вязкость глинистой пасты  $\approx 10^7 \text{ Па} \cdot \text{с}$ ; скорость деформирования – 6 см/мин. Внутренние поверхности у двух сторон деревянной рамки обрабатывались смазкой, чтобы уменьшить трение о них

глинистой пасты, которое увеличивает влияние краевых эффектов, негативно сказывающееся на формировании структуры зоны растяжения. С помощью двух подложек, расположенных друг на друге и закрепленных на подвижном и неподвижном штампах установки «Разлом», исключался эффект провисания центральной части модели при ее растяжении. Результатом деформирования являлось образование межблоковой зоны растяжения, отражающейся в рельефе двумя встречно направленными по падению уступами с впадиной между ними. В целом такая структура напоминает грабен. На уступах формируются сбросовые разломные зоны, подобные по внутреннему строению, но различные по амплитуде. Перемещение штампов установки «Разлом» происходило до момента, когда разломные зоны в структуре растяжения достигали стадии полного разрушения, то есть до формирования магистральных сместителей. Влияние граничных условий проведения экспериментов по вязкости пасты, скорости деформирования и толщине модели изучалось аналогично сдвиговым зонам.

Измерения рельефа поверхности экспериментальной модели выполнялись двумя способами. В первом способе использовалась сеть профилей, проведенных вкрест простирания разломной зоны. Сеть охватывала практически всю модель по длине и ширине за исключением краевых частей. В экспериментах по моделированию сдвиговой зоны сеть состояла из 27 профилей по 23 пикета в каждом, при растяжении – из 13 профилей по 50-60 пикетов. Расстояние между профилями составляло 3 см, пикетами – от 0,5 до 1 см. На каждом пикете измерялось значение высоты рельефа с точностью  $\pm 1$  мм при помощи лазерного дальномера, закрепленного на одной высоте относительно начальной поверхности экспериментальной модели (рис. 3.2, А). Второй способ предполагал использование специального трёхмерного сканера для оцифровки объемных тел (рис. 3.2, Б). В этом случае сканер также располагался перпендикулярно поверхности образца. Управление прибором осуществлялось с помощью персонального компьютера. Результаты применения обоих способов съемки поверхности экспериментального образца использовались для построения ЦМР разломной зоны.



Рис. 3.2. Два способа измерения рельефа поверхности экспериментального образца: лазерным дальномером (А) и 3D сканером (Б).

## 3.2 Методика изучения природных разломных зон

### 3.2.1 Способы изучения крупных объектов

К крупным объектам исследования относятся разломные зоны главного ранга, которые в Байкальской рифтовой зоне представлены областями влияния протяженных дизъюнктивов трансрегионального или регионального уровня [по Семинский и др., 2013]. В Байкальской рифтовой зоне к ним относятся Обручевская сбросовая система на СЗ плече рифта, Черско-Баргузинская и Джиды-Витимская сбросовые системы на ЮВ плече, а также Джиды-Удинский сброс и другие разломные зоны.

Основной методической целью при исследовании крупных разломных зон (иногда разломных систем) было создание ЦМР области их активного динамического влияния на базе пакетов данных STRM и Aster GDEM. Эти материалы являются результатом обработки полученных со спутников радиолокационных (радарных) снимков поверхности Земли мировыми коммерческими агентствами. Оба набора снимков охватывают почти всю территорию планеты и имеют среднее пространственное разрешение. Тем не менее, разрешение STRM и Aster GDEM значительно отличается: 30-90 и 15-30 м, соответственно. Из-за более высокого разрешения Aster GDEM они чаще использовались в работе для построений цифровых моделей рельефа; SRTM являлся вспомогательным

продуктом, который применялся для линеamentного анализа и редко выступал в качестве самостоятельной основы цифровых моделей рельефа разломных зон.

Характеристики цифровых моделей рельефа Aster GDEM различны в зависимости от версии снимков с момента первого выпуска проекта: 2009 г. – Version 1 (Aster GDEM V1), 2011 г. – Version 2 (Aster GDEM V2), 2019 г. – Version 3 (Aster GDEM V3). В наших исследованиях использовались 2 версия картографических данных Aster GDEM, которая была существенно переработана и улучшена по сравнению с первой версией. Улучшения 2 версии затронули устранение артефактов, шумов и пробелов данных за счет добавления новых отснятых сцен и других аналогичных или более точных ЦМР (рис. 3.3).

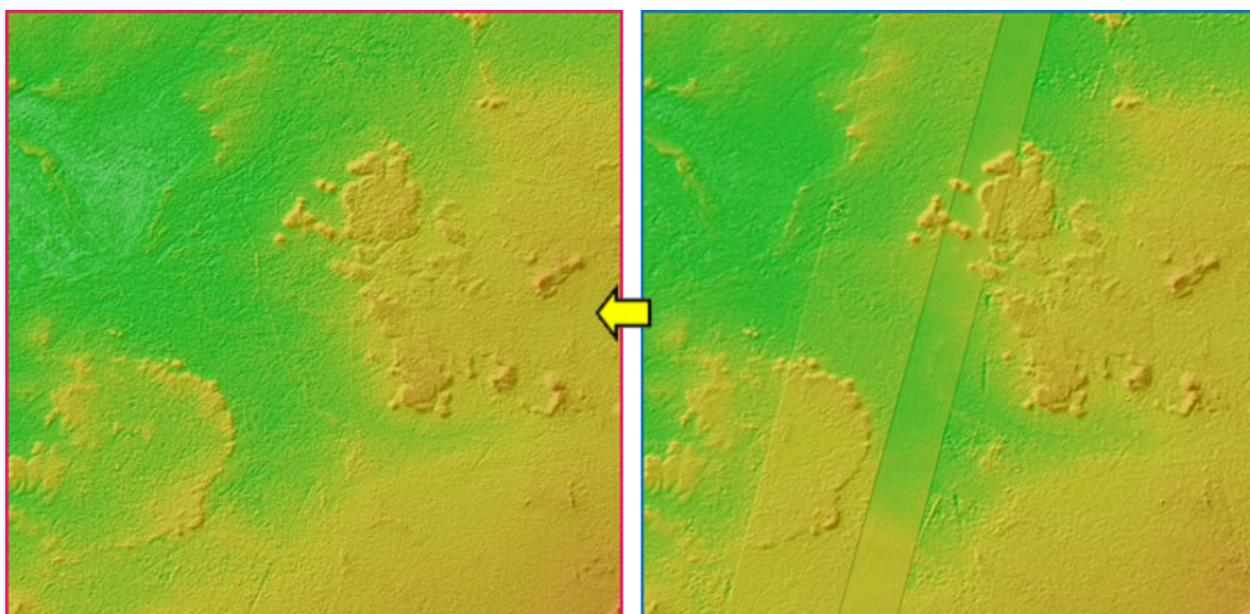


Рис. 3.3. Пример коррекции аномалий у цифровых моделей рельефа Aster (Южная Африка). Слева: улучшенный продукт ASTER GDEM Version 2, справа: ASTER GDEM Version 1 [Tachikawa et al., 2011].

В результате коррекции аномалий точность снимков версии 2 значительно возросла как по высотной характеристике, так и в горизонтальном плане. Для оценки точности использовалось сравнение данных Aster GDEM с моделями USGS NED, SRTM и массивом контрольных точек, по результатам которого были определены среднее разниц, стандартные отклонения и среднеквадратичная ошибка для открытых (рисовые фермы) и покрытых лесным покровом территорий. Итоговые данные точности Aster GDEM V2,

сравнение показателей с Aster GDEM V1 по результатам исследований [Tachikawa et al., 2011] представлены в таблице 3.1.

Таблица 3.1

**Сравнение точности Aster GDEM Version 1 и Version 2 [Tachikawa et al., 2011]**

|                       |  |        | Version 1                                       | Version 2                                       |
|-----------------------|--|--------|---|---|
| Horizontal Error      |  |        | 0.82 arc-sec. to west<br>0.47 arc-sec. to south | 0.13 arc-sec. to west<br>0.19 arc-sec. to north |
| Elevation Error       | Flat and open area (rice farm)             | offset | -4.8 m  | -0.7 m  |
|                       |  | SD     | 6.2 m   | 5.9 m   |
|                       |  | RMSE   | -   | 6.1 m   |
|                       | Mountainous area largely covered by forest | offset | +2.2 m  | +7.4 m  |
|                       |  | SD     | 15.4 m  | 12.7 m  |
|                       |  | RMSE   | -   | 15.1 m  |
| Horizontal Resolution |  |        | 3.8 arc-sec. (114m*)                            | 2.4 arc-sec. (72m*)                             |

\* 1 угловая секунда (arc-sec) в данном случае принята равной 30 м.

Таким образом, горизонтальная и вертикальная точность цифровых моделей Aster GDEM V2 в среднем оценивается как 4-6 м и 6-13 м (СКО) соответственно, среднее пространственное разрешение пикселя составляет около 70 м. Точность открытых участков значительно выше, чем покрытых лесных территорий. В целом общую глобальную точность снимков Aster (по высоте) принято считать на уровне 20 м. при доверительном интервале 95%. При этом существуют наборы сцен как существенно выше указанного уровня точности, так и ниже, что обусловлено множеством неодинаковых входных параметров, влияющих на качество итоговых снимков. Данная точность цифровых моделей рельефа оптимальна для проведения исследований разломных зон, области активного динамического влияния которых занимают площади десятки-сотни квадратных километров.

### 3.2.2 Способы изучения локальных объектов

К локальным объектам исследования относятся разломные зоны, являющиеся структурами более высокого ранга по отношению к БРЗ и ее отдельным сегментам. Они расположены на небольших участках юга Восточной Сибири и имеют протяженность от нескольких сотен метров до первых километров.

Подобно крупным объектам основной методической целью при исследовании разломных зон высокого ранга являлось получение ЦМР области их активного динамического влияния или дискретных высотных профилей. Съёмка высот рельефа осуществлялось при помощи GPS-приемника, оборудованного специальным датчиком давления для измерения высоты рельефа в текущей точке (барометрический альтиметр). Перед началом измерений выбирался контрольный пункт с известной высотой над уровнем моря. На контрольной точке прибор калибровался – выставлялась данная высота и шаг измерений. Измерения проводились по сети профилей, ориентированных вкрест простирацию изучаемой зоны разлома. Для увеличения точности ЦМР профили необходимо ориентировать не только вкрест, но и по простирацию разломной зоны.

Поскольку GPS-приемник в основе измерения высоты использует разницу давления на различных высотных уровнях, это вносит свои коррективы в методику. Во-первых, давление в течение дня непостоянно, что связано с изменением погодных условий и сменой времени суток. Для исключения этой ошибки после прохода каждого профиля, оператор возвращается на контрольную точку с целью проверки неизменности высоты. Если текущая высота в приборе после измерения профиля разнилась с высотой на контрольной точке более чем на 2 м (максимальная погрешность прибора), величина расхождения фиксировалась, а прибор калибровался заново. При камеральной корректировке полученных высот считалось, что величина расхождения линейно увеличивалась на каждом пикете профиля по мере его прохождения. Таким образом рассчитывалась ошибка для каждого пикета, которая в дальнейшем вычиталась из текущего значения высоты. Во-вторых, высота рельефа во время прохождения профиля

может резко измениться за счет порыва ветра, подействовавшего на датчик давления в GPS-приемнике. Для исключения этой ошибки датчик давления в приборе закрывался небольшим куском поролона. Такая конструкция позволяла воздуху свободно проходить к датчику давления, но предохраняла его от сильных порывов ветра. На основе отметок высот, полученных в результате вышеуказанной съемки, данные рельефа можно анализировать как по отдельным профилям, так и с последующим построением ЦМР.

Для оценки вертикальной точности предлагаемой методики съемки рельефа использовалось сравнение полученных в ходе ее реализации высотных данных с нивелированием прибором НВ1 на эталонном участке местности. Стоит отметить, что перед началом нивелирования прибор НВ1 прошел три основные поверки (юстировки): 1) параллельность оси круглого уровня и оси вращения нивелира; 2) параллельность вертикальной нити сетки оси вращения нивелира; 3) поверка цилиндрического уровня. Дополнительно, для исключения неточностей замеров высот прибором НВ1 измерения проводились из пункта, находящегося строго посередине между точками съемки. При подсчете перепада высот такой способ автоматически компенсировал возможную ошибку непараллельности оси цилиндрического уровня и визирной оси зрительной трубы нивелира. Съемка высот рельефа на эталонном участке проходила в условиях безветрия, открытой местности и ясного неба по разбитому заранее профилю протяженностью 360 м с пикетами (точками измерения) через каждые 20 м на равнинных участках профиля и 10 м на крутых подъемах. В сравнении, кроме нивелира НВ1, участвовали GPS-приемники Garmin GPS76Csx и Garmin Oregon 650; полученные с помощью всех этих приборов высотные профили представлены на рис. 3.4 и 3.5.

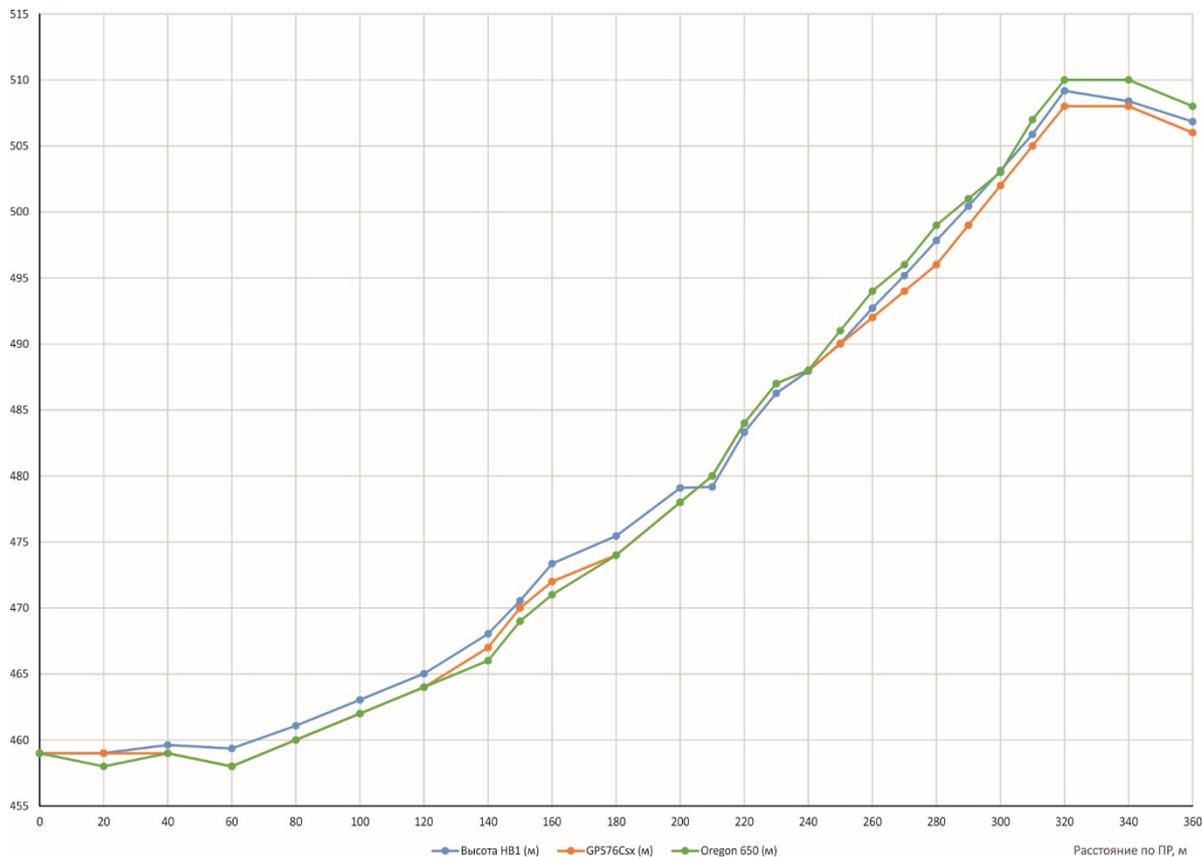


Рис. 3.4. Профиль высот рельефа, полученный при сравнении точности GPS приемников Garmin с нивелиром HB1.

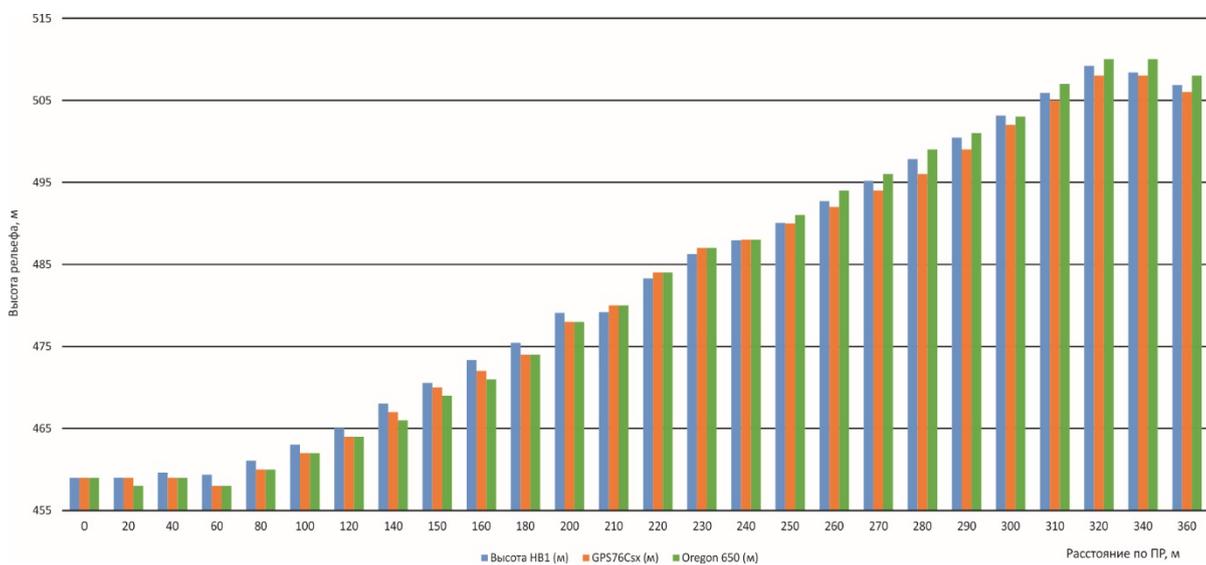


Рис. 3.5. Гистограмма высот рельефа, полученная при сравнении точности GPS приемников Garmin с нивелиром HB1.

На графике рис. 3.4 и гистограмме рис. 3.5 видно, что оба GPS-приемника (Garmin GPS76Csx и Garmin Oregon 650) достаточно точно повторяют высоты рельефа на протяжении всего профиля. За истинные высоты профиля были выбраны значения,

полученные при нивелировании НВ1. Далее были рассчитаны отклонения высот GPS-приемников от истинных значений высоты, посчитаны их средние значения. В итоге средняя величина отклонения высот GPS-приемников от нивелира НВ1 равны 0,87 м для Garmin GPS76Csx и 1,02 м для Garmin Oregon 650. Полная развёртка отклонений измерений одного из GPS-приемников на каждом пикете профиля представлена в виде гистограммы (рис. 3.6). Анализ гистограммы показывает, что Garmin GPS76Csx чаще занижает значение высоты, чем завышает, о чем свидетельствует большое количество положительных отклонений измерений от истинных высот.

Максимальные отклонения высоты составляют 1,83 м и -0,82 м, что указывает на порог доверительного выделения перепада высот 2,65 м при данных граничных значениях. Это подтверждается статистическим анализом всей выборки значений высотного профиля. Руководствуясь правилом трех сигм, можно утверждать, что с вероятностью  $\approx 95\%$  значение в случайной точке измерения не может быть выше 0,72 м и ниже 2,1 м, что в сумме составляет сопоставимые 2,7 м. Аналогичный показатель при доверительном интервале  $\approx 68\%$  составляет 1,4 м.

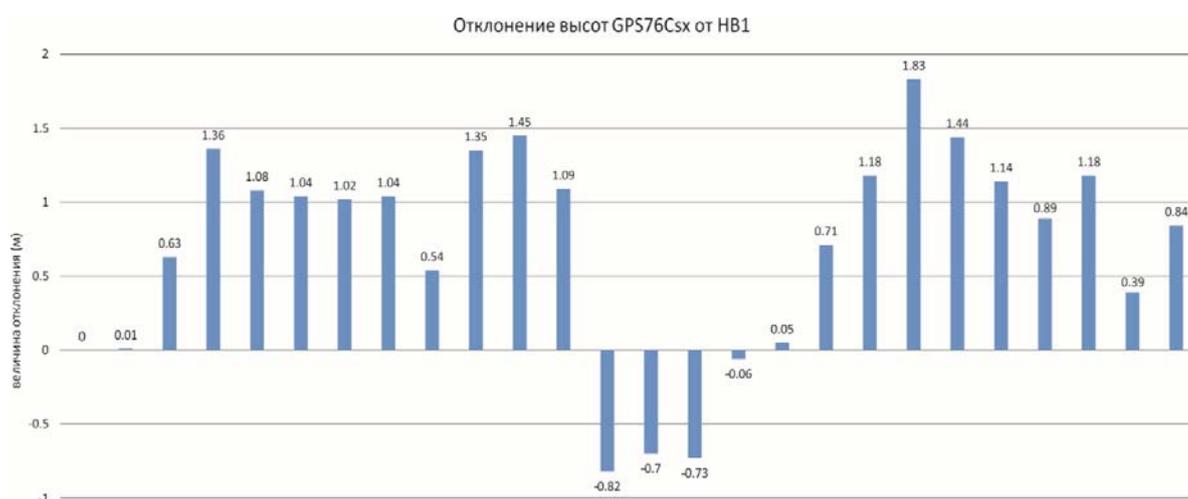


Рис. 3.6. Гистограмма отклонений высот GPS приемника Garmin GPS76Csx от нивелира НВ1 на каждом пикете профиля.

Горизонтальная точность измерений GPS-приемника определяется самим прибором и зависит от числа спутников, с которыми была установлена непрерывная связь

в точке измерения (рис. 3.7, А). Качество и количество связей зависит от места позиционирования: обширные открытые территории, горная местность, густой лесной покров и другие, – а также метеоусловий, в особенности, наличия или отсутствия облачности. Для увеличения горизонтальной точности прибора использовалась выносная антенна Garmin GA25 MCX (рис. 3.7, Б), которая закреплялась на выполняющем съемку операторе в области головы. Итоговая точность позиционирования для открытых территорий составляла в среднем  $\pm 3$  м, покрытых плотным лесным массивом –  $\pm 6$  м.

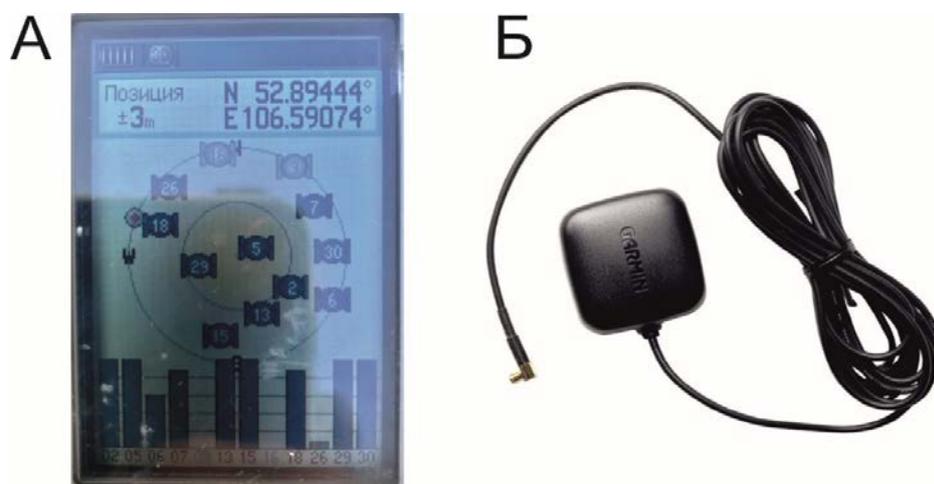


Рис. 3.7. Горизонтальная точность позиционирования прибора Garmin GPS76Csx. Интерфейс GPS приемника Garmin GPS76Csx с примером горизонтальной точности позиционирования (А) и выносная антенна (Б) для ее повышения.

Таким образом, для получения цифровых моделей рельефа небольших объектов исследования была разработана специальная методика, основанная на применении GPS-приемника с барометрическим альтиметром. Средняя горизонтальная точность съемки при этом составляет  $\pm 3$  м для открытых и  $\pm 6$  м для густо залесенных территорий. Средняя точность определения высоты рельефа в случайной точке находится на уровне 0,9 м. Такие погрешности прибора позволяют производить съемку рельефа с шагом между профилями от 5 м и достоверно выделять превышения величиной более 2 м, что оптимально для исследования не крупных разломных зон, занимающих площади до одного квадратного километра.

При исследовании небольших объектов дополнительно использовались полевые геолого-структурные и малоглубинные геофизические наблюдения. Они включали массовые замеры трещиноватости горных пород, электротомографию и эманационную радоновую съемку. Трещинные сети изучались методом парагенетического анализа, который позволял реконструировать поле напряжений и тип разломных зон, в которых они формировались. Геофизические методы применялись для определения положения сместителей и границ зон разломов, располагающихся на участках со слабой обнаженностью породного массива. Методики проведения перечисленных видов работ детально описаны в публикациях [Семинский, Бобров, 2009; 2018; Бобров, Черемных, 2014; Семинский, 2014; Семинский и др., 2016].

### 3.3 Камеральные способы обработки материалов

Полученные для экспериментальных моделей и природных объектов ЦМР подвергались дальнейшей обработке и анализу. Обработка ЦМР включала: 1) построение распределений градиента рельефа, 2) построение роз-диаграмм ориентировки отдельных максимумов градиента; 3) построение схем линеаментов рельефа (только для природных разломных зон). При анализе материалов также использовались данные о внутреннем строении разломных зон, полученные предшественниками и лично при проведении лабораторных опытов и во время полевых работ. Собственные материалы включали фотографии поверхности экспериментальных моделей, схемы откартированных по ним разрывов, замеры трещиноватости пород, материалы электротомографии и радоновой съемки.

Построение градиента рельефа выполнялось по сети профилей с пикетами, ориентированными вкострости простирающейся экспериментальной или природной разломной зоны по формуле:

$$|\mathit{grad}| = \left| \frac{h_A - h_B}{l_{AB}} \right|, \quad (3.3)$$

где  $h_A - h_B$  – разность отметок высот двух соседних точек профиля, м;  $l_{AB}$  – расстояние между ними, м.

В эксперименте сеть измерений градиента совпадала с точками замеров рельефа на поверхности лабораторной модели. В природной обстановке сеть измерений выбиралась исходя из предварительной оценки ширины области активного динамического влияния разломной зоны. Она рассчитывалась по формуле из работы [Шерман и др., 1983], которая отражает зависимость ширины области динамического влияния дизъюнктивной зоны от ее длины. Шаг между пикетами сгущался и находился в пределах от 1/3 до 1 расстояния между двумя соседними профилями. На основе полученных для каждого пикета значений градиента рельефа при помощи современных программных средств строились распределения этого параметра в изолиниях. Построение распределений проходило с использованием квадратной ячейки интерполяции, размер которой зависел от плотности сети измерений.

При исследовании экспериментальных разломных зон разрывы, образовавшиеся в итоге деформирования модели, картировались по фотографиям поверхности опытного образца. Для получения разломной сети природных дизъюнктивов проводился линеаментный анализ, при котором также учитывались известные данные о внутреннем строении объекта исследования, полученные при анализе литературных источников. Основой для его проведения служили цифровые модели рельефа SRTM и Aster GDEM. На сегодняшний день существует множество различных методик линеаментного анализа [Сим, 1991; 2000; Макаров и др., 1974; Копп, Расцветаев, 1976; Макаров, 1981; Копылов 2011а; 2011б; Устинов, Петров, 2016; Сим и др., 2018;], в том числе с использованием автоматизированного подхода [Zlatopolsky, 1992; 1997; Златопольский, 2008; 2011; Иванченко, 2012; Иванченко, Горбунова, 2015]. Используемый нами подход основан на выделении объектов в классическом понимании термина линеамент, предложенного У. Хобсом [Hobbs, 1904]. В отличие от многих других подобных методов он направлен на картирование не только крупных, протяженных разрывов-сместителей, но и мелких

линеаментов. При этом выделялись преимущественно геоморфологические признаки линеаментов: овраги, уступы, эскарпы, спрямленные долины, низменности и хребты и т.п. Линеаменты геологических, сейсмических и других карт, а также менее выраженные в рельефе объекты (цепочки озер, границы болот и другие) не картировались. Такой подход позволял выделять наиболее активные разрывные структуры, выраженные в рельефе, исключая остаточные проявленные в ландшафте древние разломы. Дешифрирование цифровых моделей проходило при различном масштабе детализации карты, что позволяло в дальнейшем генерализовать и ранжировать полученные линеаменты.

Дополнительными измерениями при анализе экспериментальных и природных данных являлись расчеты: среднего значения и стандартного отклонения градиента рельефа, плотности трещин, средней истинной ширины и средней ширины зоны по значениям градиента. Истинная ширина – это поперечный размер зоны сдвига на поверхности модели, в которой проявляются разрывные деформации, вызванные ее формированием (ширина области активного динамического влияния). Ширина зоны по градиенту – это расстояние между крайними изолиниями параметра, отражающими зону разлома. Средние величины получались в результате измерений указанных параметров по определенному количеству выбранных профилей, охватывающих равномерно изучаемую зону разлома.

Для исследования степени влияния на рельеф разломной зоны каждого типа составляющих ее структуру разрывов (исходя из их общего парагенезиса) анализировались ориентировки простираний максимумов градиента рельефа. Ориентировки простирания у всех крупных максимумов или их цепочек были определены с соблюдением нескольких условий: 1) проведенные линии ориентировок должны отражать основное направление одного крупного или нескольких соседних максимумов; 2) если выделение основного направления неоднозначно, проводятся отдельные линии ориентировок; 3) линии ориентировок не пересекают области значений градиента ниже

среднего уровня; 4) в спорных ситуациях линия ориентировки не проводится. Пример такого анализа представлен на рисунке 3.8.

Откартированные ориентировки разрывов в модели, линеаментов или максимумов градиента представлялись в виде роз-диаграмм. При сравнении построенных роз-диаграмм по полю градиента рельефа с подобными материалами, полученными при анализе сети разрывов в эксперименте (рис. 3.9) и сети линеаментов у природного объекта (рис. 3.10) было отмечено их взаимное подобие. При этом розы-диаграммы ориентировок максимумов градиента лучше отражали элементы внутренней структуры разломной зоны, хорошо проявленные в рельефе.

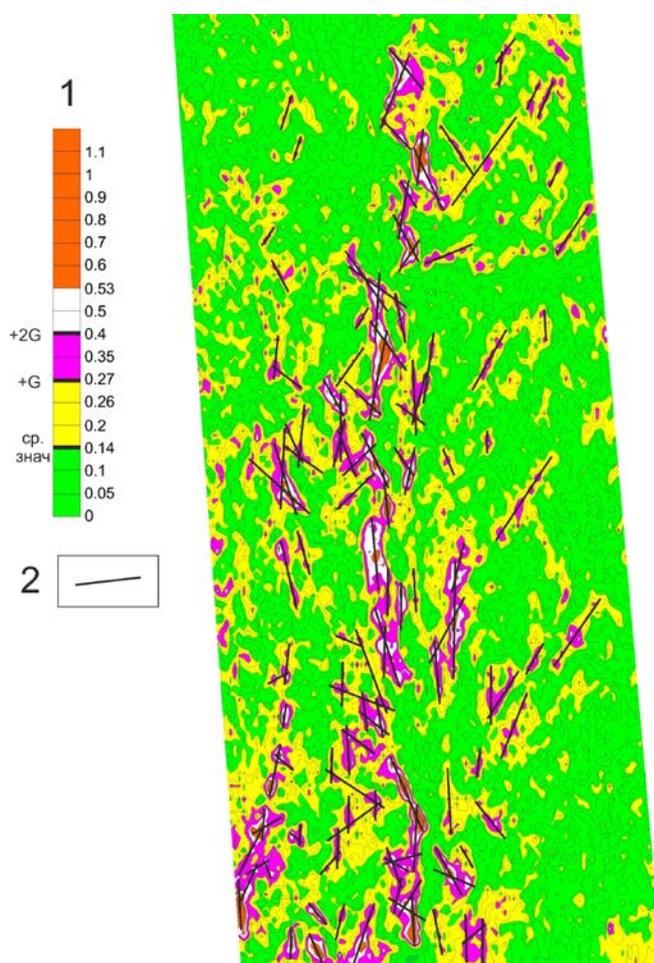


Рис. 3.8. Пример выделения ориентировок максимумов градиента рельефа для сдвиговой зоны на одном из участков юга Восточной Сибири.

1 – шкала величин градиента рельефа (уровень среднего значения, стандартного и двух стандартных отклонений); 2 – линии, отражающие ориентировки максимумов градиента рельефа.

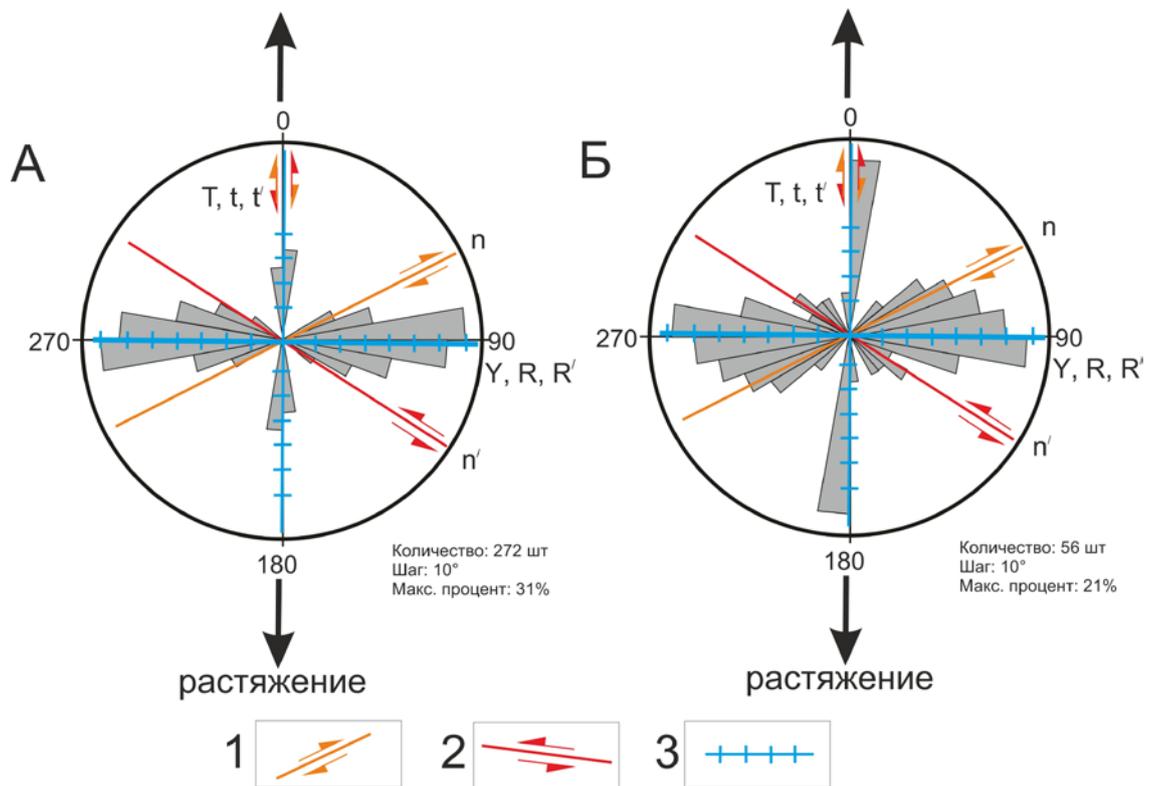


Рис. 3.9. Роза-диаграмма ориентировок разрывов (А) и роза-диаграмма ориентировок максимумов градиента рельефа (Б) при физическом моделировании сбросовой зоны с наложенным эталонным парагенезисом разрывов 2-го порядка, который здесь и ниже по тексту показан согласно [Семинский, 2014] и обозначен цветными символами: 1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – сбросы.

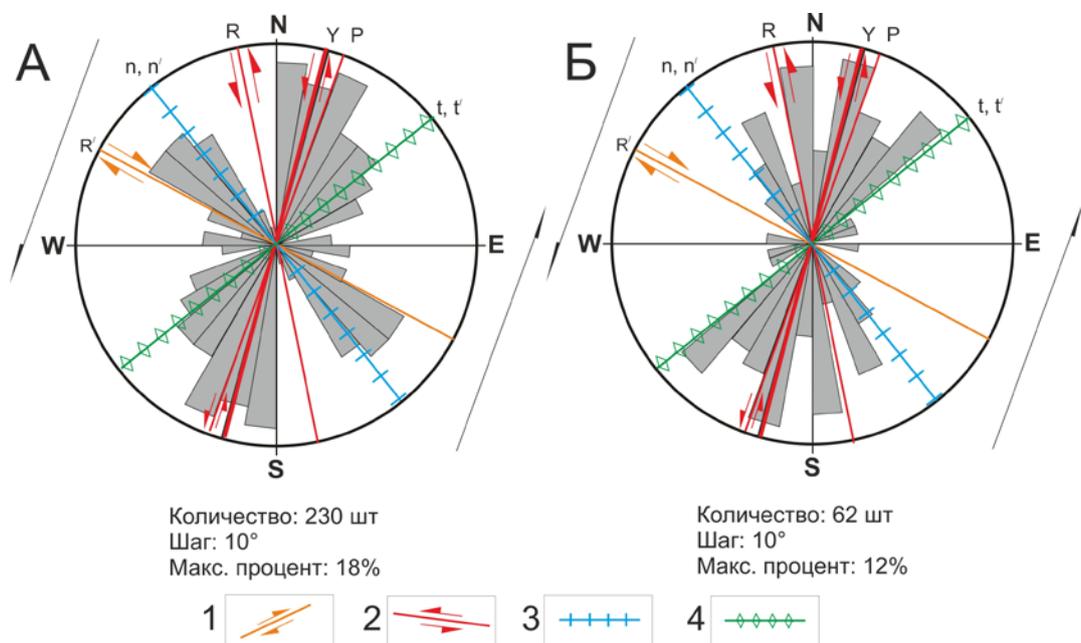


Рис. 3.10. Роза-диаграмма ориентировок линейментов (А) и роза-диаграмма ориентировок максимумов градиента рельефа (Б) природной сдвиговой зоны с наложенным эталонным парагенезисом разрывов 2-го порядка.  
1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – сбросы; 4 – взбросы и надвиги.

Представленные методы использовались для выделения границ зон разломов в эксперименте и в природе, для отражения элементов их внутренней структуры и связанных с ними морфоструктур, а также для взаимного сравнения полученных различным путем данных.

#### **ГЛАВА 4. СВЯЗЬ РЕЛЬЕФА И ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Проведение опытов подразумевает использование экспериментального материала, который в лабораторных условиях наилучшим образом отражает свойства объекта моделирования. В наших исследованиях таким материалом является глинистая паста (водный раствор бурой глины). Как отмечалось ранее, при деформировании она проявляет упруго-пластичные свойства подобно литосфере при крупномасштабном разломообразовании [Шерман и др., 1983; Семинский, 1986]. Детальные исследования поведения модельного материала под нагрузкой [Семинский, 2003] показывают, что в ходе проведения опыта его свойства меняются. В самом начале эксперимента поведение материала характеризуется как упругое, когда деформация полностью обратима. Далее по мере деформирования глинистая паста достигает предела текучести, возникают первые трещины, однако, несмотря на это, происходит упрочнение модельного материала. После преодоления конечного предела прочности пасты сформированная ранее широкая зона активных разрывов начинает локализоваться в меньшем объеме материала, происходит его деформационное ослабление. В конечном итоге прогрессирующая локализация деформации приводит к формированию магистрального сместителя и сравнительно свободному скольжению двух частей экспериментальной модели относительно друг друга. Таким образом, последовательное изменение по мере разрушения модели ее деформационных свойств обуславливает закономерную стадийность формирования внутренней структуры зоны разрывообразования.

Динамика развития разломной зоны реализуется посредством пликативных и разрывных деформаций, которые образуются и развиваются на ранней дизъюнктивной стадии, поздней дизъюнктивной стадии и стадии полного разрушения, охарактеризованных в первой главе. На этапе упрочнения материала сначала формируются пликативные (складки) и несколько позже – первые мелкие разрывные деформации, которые в совокупности представляют структуру зоны на ранней

дизъюнктивной стадии. Дальнейшее развитие деформации имеет преимущественно разрывной характер, при этом сформированные на предыдущем этапе мелкие разрывы постепенно увеличиваются в размерах за счет их роста и объединения в более крупные нарушения, что выражается постепенным ослаблением материала модели и переходом к поздней дизъюнктивной стадии. Объединение и рост разрывов происходит до момента формирования единого магистрального сместителя, с появлением которого наступает стадия полного разрушения, когда слабо нарушенные блоки сравнительно свободно перемещаются друг относительно друга при постоянном уровне напряжений трения.

Направление внешней нагрузки определяет морфогенетический тип разломной зоны: сдвиговая, сбросовая или взбросовая (геологический подход). Однако, с точки зрения механики твердого деформируемого тела, любая зона разлома без учета ее положения в пространстве является в первом приближении зоной скалывания (механический подход). В нашей работе для интерпретации характера взаимосвязи внутренней структуры и рельефа разломных зон привлекаются оба подхода, что в совокупности с применением экспериментальных методов составляет суть тектонофизического анализа.

#### **4.1 Разломные зоны сдвигового типа**

Проведенные опыты показали высокую зависимость формирования рельефа и внутренней структуры сдвиговой зоны, что проявилось на каждой стадии ее развития. Эволюция структуры зоны сдвига начинается с образования эшелона присдвиговых складок. Антиклинали выражены в рельефе невысокими поднятиями вытянутой округлой формы. Далее практически одновременно с развитием складок формируются первые разрывные нарушения – сопряженные сколы Риделя  $R$  и  $R'$  типа. Разрывы  $R$  типа имеют незначительное отклонение простирания от магистрального сместителя зоны, порядка  $15-20^\circ$  (рис. 4.1). Разрывы  $R'$  типа близперпендикулярны простиранию магистрального шва с отклонением около  $80^\circ$ . Угол отклонения (по часовой стрелке или против) разрывов  $R$  и  $R'$

типа относительно магистрального шва зависит от кинематики зоны, которая может быть лево- или правосторонней. При этом морфогенетический тип разрывов R типа совпадает с генеральным для зоны в целом, тогда как у трещин R' типа кинематика противоположна (рис. 4.1).

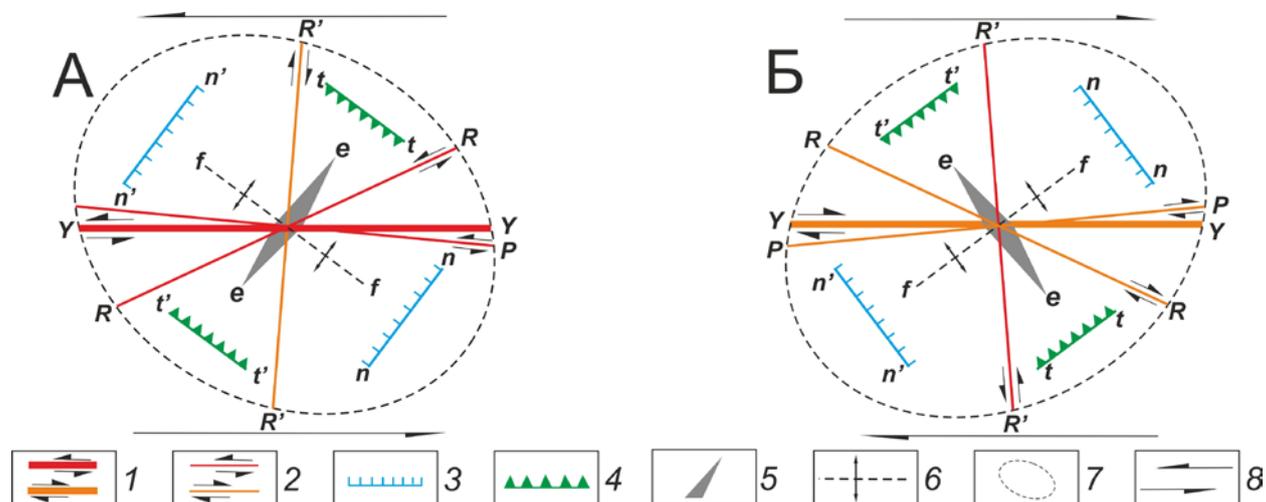


Рис. 4.1. Обобщенный парагенезис разрывов для зоны левостороннего (А) и правостороннего сдвига (Б) [Семинский, 2014].

1 – сдвиговой магистральный сместитель (Y); 2 – сопряженные (R и R') и одиночные (P) сдвиги; 3 – сопряженные сбросы (n и n'); 4 – сопряженные взбросы или надвиги (t и t'); 5 – разрывы растяжения (e); 6 – оси складок (f); 7 – эллипс, в который преобразовалась окружность после деформации; 8 – направление перемещения крыльев.

На рассматриваемой ранней дизъюнктивной стадии развития зоны сдвига вследствие общей незначительной амплитуды смещения ее крыльев сдвига оба типа сколов Риделя выделяются в рельефе невысокими уступами, в основном за счет смещения валов присдвиговых антиклинальных складок. На поздней дизъюнктивной стадии происходит удлинение разрывов R и R' типа, причем первые развиваются интенсивнее за счет не только увеличения длины, но и взаимного объединения. Также в это время начинают образовываться разрывы сбросового (n и n') и взбросового типа (t и t'), формирующие соответственно дуплексы растяжения и сжатия. Изменения рельефа на этой стадии ограничиваются увеличением вертикальных амплитуд у разрывов R типа, началом формирования глубоких впадин и высоких поднятий за счет разрывов сбросового и взбросового типа. Дальнейшее развитие сети разрывов в сдвиговой зоне связано с образованием ее магистрального шва – наступлением стадии полного разрушения.

Изменения рельефа зоны сдвига на данном этапе самые значимые для формирования ее морфоструктурного выражения. Это происходит благодаря накопленной амплитуде сдвига, которая напрямую влияет на вертикальные смещения по разрывам, способствуя прогрессирующему росту присдвиговых поднятий и углублению впадин. Эти локальные положительные и отрицательные структуры проявляются на фоне общего поднятия в рельефе (рис. 4.2), которое формируется над всей сдвиговой зоной вследствие явления дилатансии – увеличения объема при формировании сети разрывов.

Закономерности связи рельефа сдвиговой зоны с эволюцией сети составляющих ее складок и разрывов, рассмотренные выше на качественном уровне, подтверждаются результатами анализа распределений высот и градиента рельефа.

Каждый разрыв, как представитель одной из систем парагенезиса структурных элементов сдвиговой зоны (рис. 4.1), имеет вертикальную составляющую перемещений, причем эта величина зависит от интенсивности подвижек по нему. Это обуславливает эффективность исследования разломных зон путем расчета градиента рельефа, поскольку данный параметр отражает зависимость величины вертикального приращения на единицу расстояния. Как следствие, анализ распределения градиента может быть использован для определения границ разломной зоны, выделения в ее пределах участков с различной амплитудой вертикальных перемещений, а в итоге проведения целенаправленных исследований – устанавливать наличие в том или ином месте разломной зоны определенного элемента ее внутренней структуры.

Как отмечалось выше, сдвиговая зона формирует вытянутое поднятие по типу хребта или свода, на фоне которого в рельефе модели выделяются отдельные возвышенности и впадины (рис. 4.2). Подножья хребта совпадают с периферией зоны проявления первых разрывов на поверхности модели, что в рельефе отражается небольшим увеличением высот, как правило, на 1-2 мм от первоначального уровня. Наибольшие отметки высот концентрируются в осевой части разломной зоны и связаны с участками присдвигового сжатия (пуш-ап структуры) и разрывами Y и P типа, менее

выражены протяженные трещины R типа. Наименьшие высотные отметки рельефа модели связаны с участками присдвигового растяжения (пулл-апарт бассейны), причем перепад высот у данных структур значительно больше, чем у дуплексов сжатия.

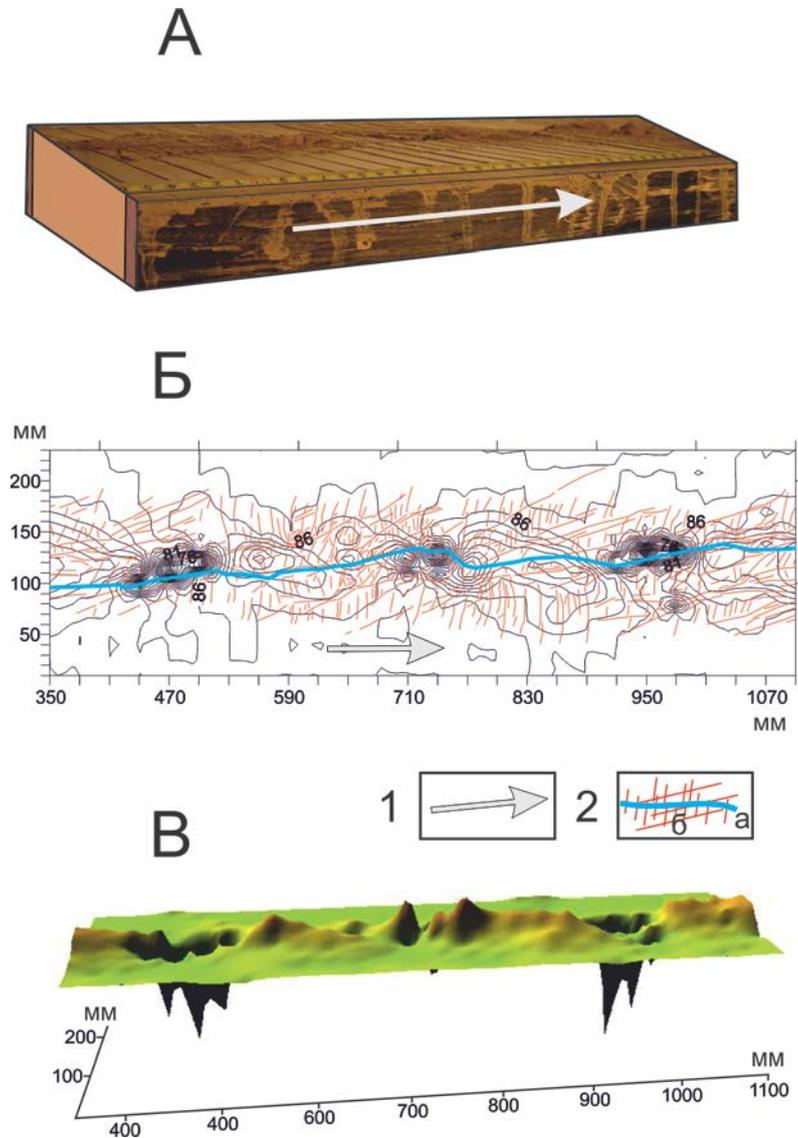


Рис. 4.2. Рельеф в экспериментах по моделированию левосторонней сдвиговой зоны. А – фотография модели; Б – цифровая модель рельефа; В – объемная цифровая модель рельефа.

1 – направление перемещения активного штампа установки «Разлом»; 2 – магистральный сместитель (а) и сеть разрывов 2-го порядка (б) на поверхности модели.

В распределении градиента рельефа сдвиговая разломная зона выделяется значениями выше среднего уровня с кулисообразным чередованием максимумов (рис. 4.3, Б). Распределение градиента во многом подобно распределению высотных отметок (рис. 4.2, Б и В). Главное отличие состоит в том, что градиент выделяет участки с наибольшими

изменениями рельефа в связи с перемещениями внутри зоны, и поэтому точнее отображает структуру, размеры и границы сдвиговой зоны. Анализ распределений градиента позволяет сравнивать разломные зоны разного масштаба и ранга по интенсивности перемещений в их пределах.

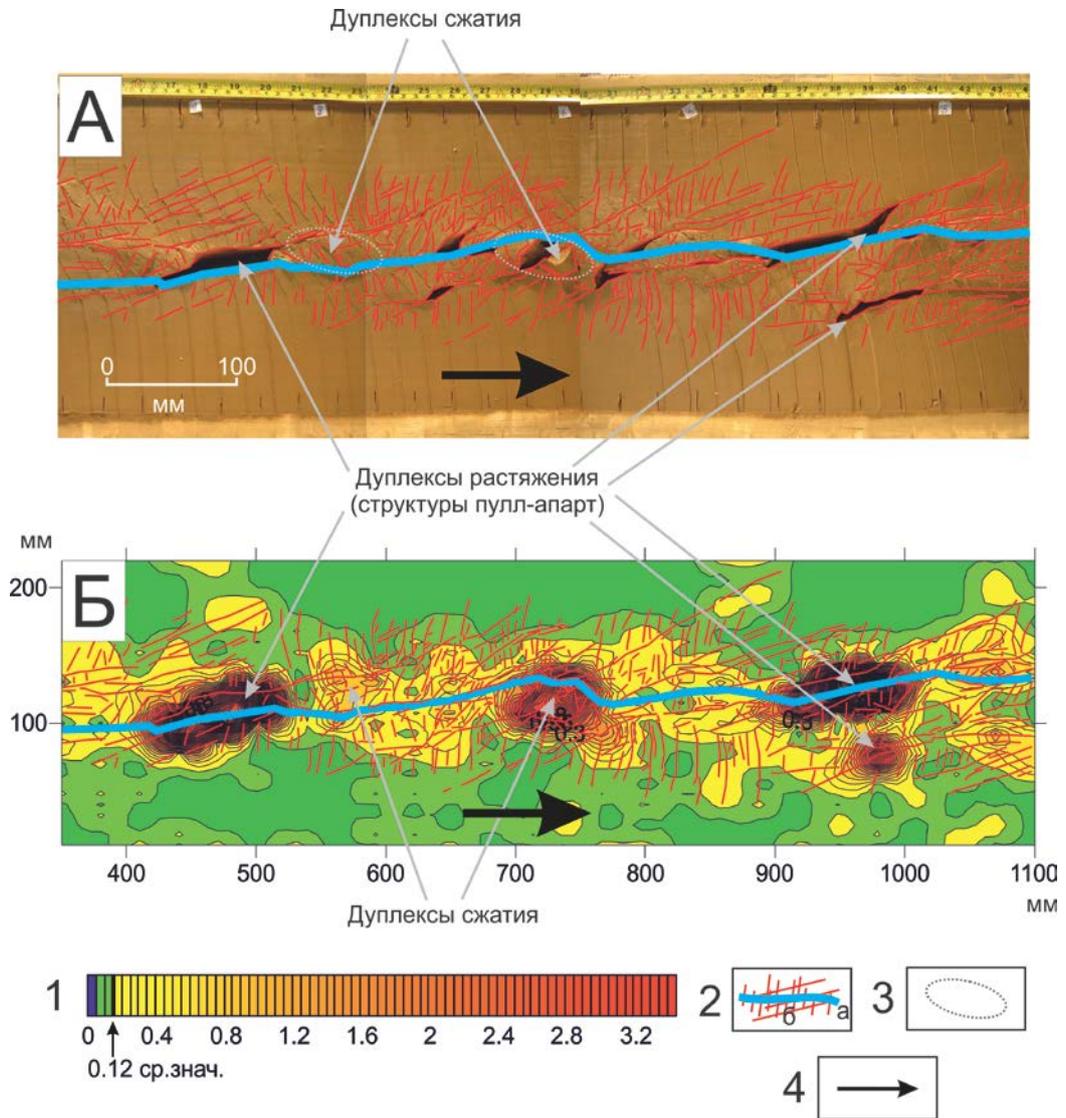


Рис. 4.3. Фото модели с разрывами (А) и распределение градиента рельефа для зоны левостороннего сдвига (Б).

1 – шкала величин градиента рельефа с выделенным средним значением; 2 – сеть разрывов, образовавшаяся в результате деформирования модели: а – магистральный сместитель зоны; б – разрывы 2-го порядка; 3 – области отражения в рельефе дуплексов сжатия; 4 – направление движения активного штампа установки «Разлом».

Распределение градиента неравномерно вкрест и по простиранию зоны, которая в соответствии с распределением плотности разрывов состоит из нескольких однотипных участков. Эти участки выделяются преимущественно повышенной плотностью разрывов, тогда как переходами между ними служат области пониженной плотности разрывов (рис. 4.4). Продольная и поперечная неравномерность распределения градиента в пределах

области его повышенных (выше среднего уровня) значений определяется характером и степенью нарушенности разрывами субстрата сдвиговой зоны. Отчетливо прослеживается, что переходы между участками повышенной плотности разрывов выражены структурами пулл-апарт. Поперечная неравномерность зависит от количества разрывов R типа и дуплексов сжатия, а также их взаимного расположения относительно осевой части зоны разлома.

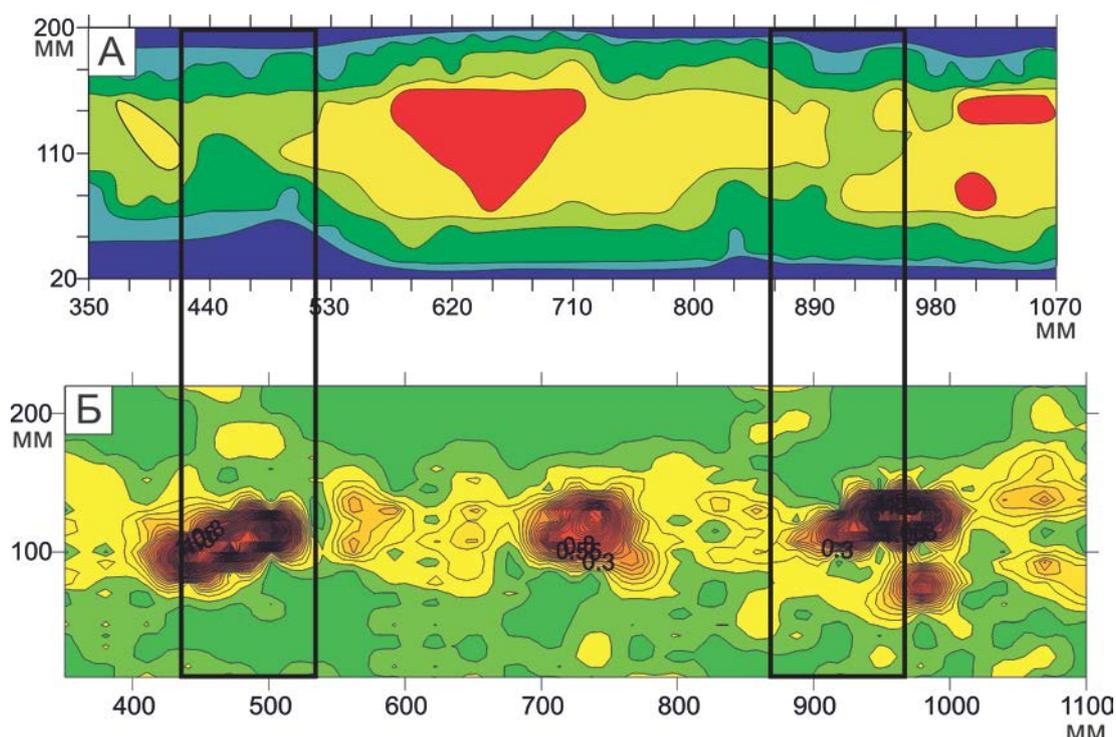


Рис. 4.4. Распределения плотности разрывов в модели (А) и градиента рельефа (Б) для левосторонней сдвиговой зоны. Черными прямоугольниками обозначены области перехода между однотипными участками.

Оценивая роль отдельных элементов структуры зоны сдвига в распределении градиента, следует отметить, что наибольшее влияние на распределение и величину градиента рельефа оказывают магистральный сместитель, а также участки присдвигового растяжения и сжатия (см. наиболее интенсивные максимумы на рис. 4.3). Мелкие максимумы приурочены как к магистральному сместителю, так и к опережающим его формированиям разрывам R типа, которые играют более значимую роль в формировании поля градиента, чем сопряженные с ними разрывы R' типа. Преобладающее значение разрывов R типа над нарушениями R' типа в плане рельефообразования в сдвиговой зоне наглядно отражают фотографии модели (рис. 4.5). Разрывы R типа, как правило, имеют

вертикальную амплитуду смещения 2 мм и выше, тогда как крылья разрывов R' типа смещаются не более чем на 1-2 мм.

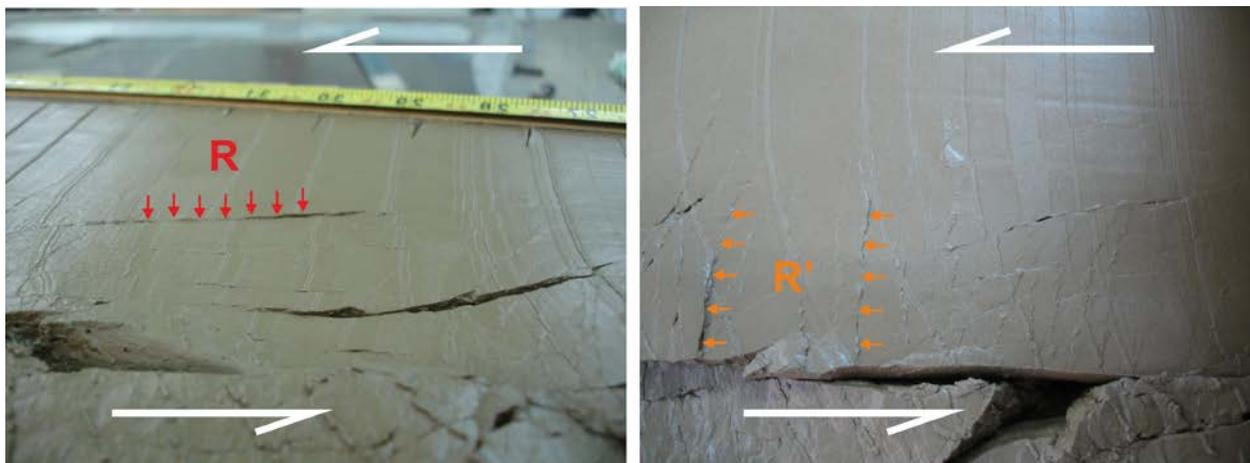


Рис. 4.5. Разрывы R и R' типа в модели левостороннего сдвига.  
большими стрелками показано направление перемещения крыльев зоны разлома

Розы-диаграммы ориентировок максимумов градиента, построенные для экспериментальных моделей левостороннего и правостороннего сдвигов (рис. 4.6), показали, что среди них преобладают направления, связанные с перемещениями по магистральному сместителю и разрывам R типа. Менее выражены направления, обусловленные перемещениями по разрывам R'-типа, формированием складок и участков растяжения и сжатия. Оставшиеся направления на розе-диаграмме малочисленны (рис. 4.6), их сложно соотнести с каким-либо типом разрывов обобщенного парагенезиса (рис. 4.1).

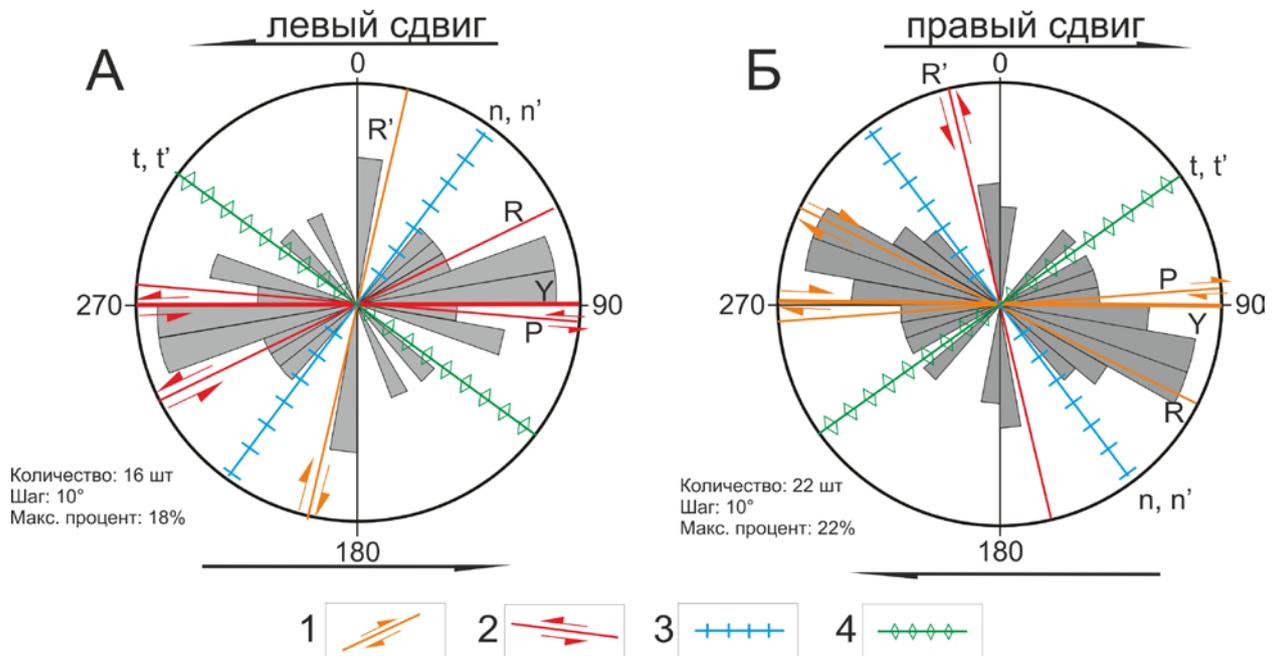


Рис.4.6. Роза-диаграмма ориентировок максимумов градиента рельефа для левосторонней (А) и правосторонней (Б) сдвиговой зоны с наложенным эталонным парагенезисом разрывов 2-го порядка.

1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – сбросы; 4 – взбросы и надвиги.

Ранее [Шерман и др., 1983; Dooley, Schreurs, 2012; Фролова и др., 2016а; 2016б; 2018] было отмечено, что формирование структуры разломной зоны существенным образом зависит от граничных условий проведения эксперимента, в особенности – геометрических размеров образца, скорости деформирования и реологии используемых модельных материалов. Каждое из обозначенных граничных условий проведения опытов вносит свой вклад в развитие внутренней структуры разломной зоны, что должно отражаться в ее рельефе и, следовательно, требует отдельного изучения.

Поскольку влияние граничных условий на рельеф зоны разлома целесообразно изучать отдельно, была выполнена серия экспериментов по моделированию зоны сдвига, в которой исследуемый параметр (граничное условие) изменялся от опыта к опыту, тогда как два других оставались неизменными на протяжении всей серии. В результате исследовано формирование рельефа разломной зоны при различной вязкости глинистой пасты, скорости деформирования и толщине (мощности) модели.

Как показали проведенные эксперименты, наиболее значимое влияние на рельеф сдвиговой зоны оказывает вязкость глинистой пасты. Изменение вязкости от

эксперимента к эксперименту приводит к тому, что внутренняя структура зоны, а точнее ее элементы (разнотипные разрывы, структуры пуш-ап, впадины пулл-апарт и др.) приобретают различия по форме и размерам, от чего зависит и характер рельефа (рис. 4.7). Принципиально набор элементов, составляющих внутреннюю структуру зоны, остается неизменным. Однако при высокой вязкости в результате более хрупкой реакции среды на приложенную нагрузку зафиксированы большие амплитуды смещений участков сжатия и растяжения, а, как следствие, – зияющие трещины-впадины и высокие поднятия на модели, отражающиеся высокими значениями градиента рельефа (рис. 4.7 и 4.8). В этих моделях зафиксированы и большие значения градиента, в отличие от опытов, проведенных при средней и низкой вязкости субстрата. Это справедливо для максимального значения параметра в эксперименте, среднего значения и среднего значения без учета замеров высот, попавших во впадины растяжения. При средней и низкой вязкости амплитуды смещения заметно ниже, рельеф модели сглаживается (рис. 4.8 Б), что отражается в поле градиента уменьшением значений (рис. 4.7 и 4.8, А). На графиках (рис. 4.8, А и Б) отчетливо видно, что увеличение вязкости приводит к повышению высот рельефа в 1,5-2 раза, что отражается соответствующим повышением средних значений градиента. Кроме того, с понижением вязкости наблюдалось уменьшение ширины разломной зоны, что отмечалось и ранее [Шерман и др., 1983]. При высокой вязкости истинная ширина зоны и ширина зоны, измеренная по полю распределения градиента, составляла 9-10 см, при средней вязкости порядка 7-8 см, а при низкой вязкости всего 5-6 см. Таким образом, вязкость глинистой пасты влияет на ширину сдвиговой зоны и на величину вертикальных перемещений по разрывам, что в свою очередь отражается в изменении относительных высот рельефа и размеров его отдельных морфоструктур.

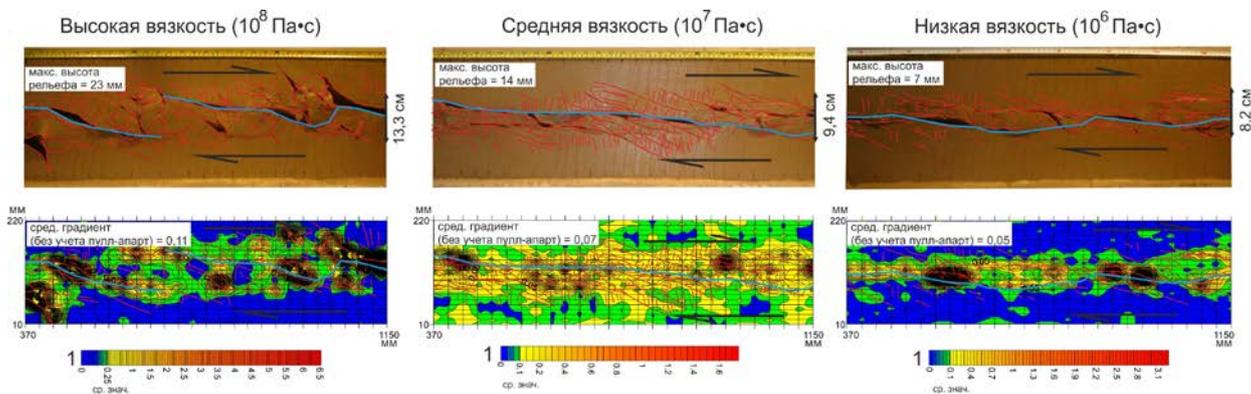


Рис. 4.7. Фото модели с разрывами (красные линии) и распределения градиента рельефа, полученные для экспериментов с различной вязкостью глинистой пасты. Синяя линия – магистральный сместитель. Внизу показаны шкалы градиента рельефа с уровнем среднего значения.

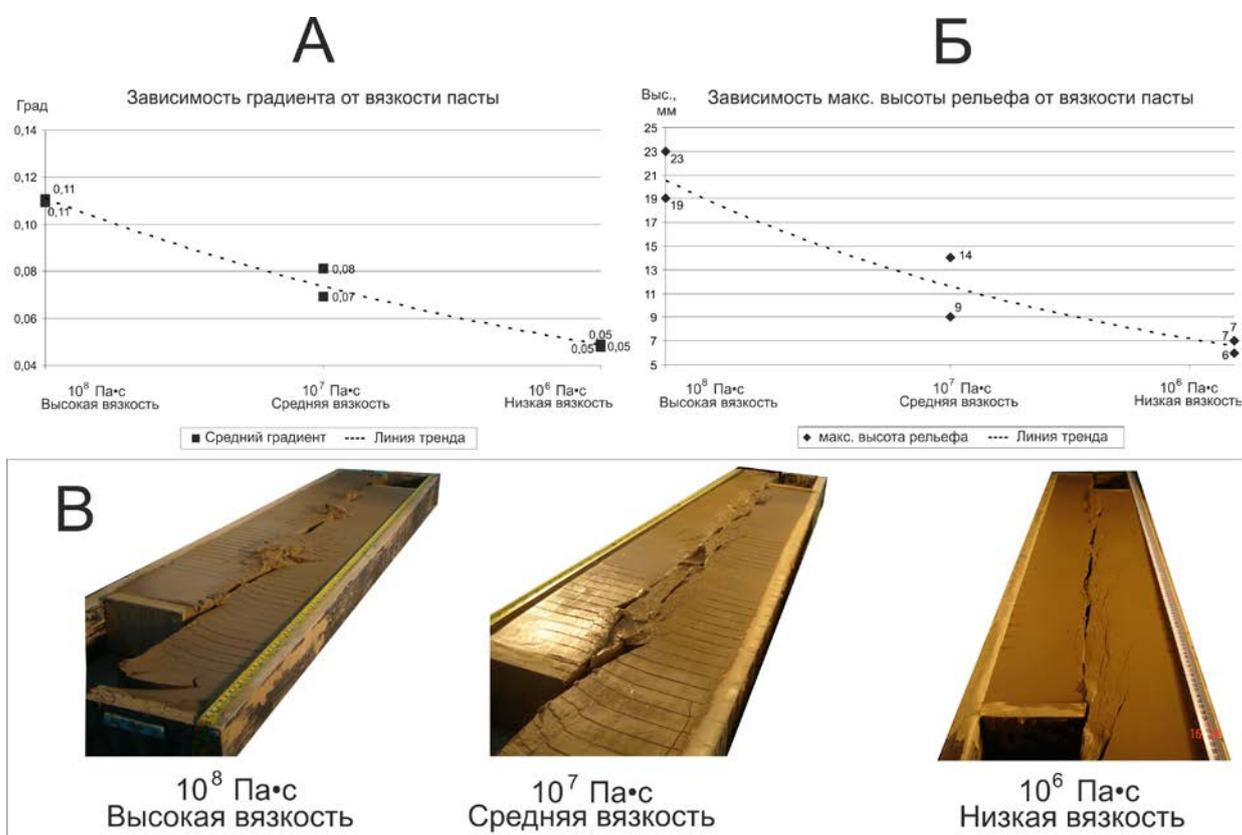


Рис. 4.8. Влияние на рельеф изменения вязкости глинистой пасты в экспериментах по моделированию сдвиговой зоны. А – зависимость среднего градиента рельефа от вязкости пасты (без учета значений параметра во впадинах пулл-апарта); Б – зависимость максимальной высоты рельефа (относительно уровня первоначальной поверхности) от вязкости пасты; В – фотографии сдвиговой зоны при различной вязкости материала модели.

Скорость деформирования модели также влияет на формирование ее рельефа (рис. 4.9 и 4.10). Увеличение скорости на порядок приводит к изменению рельефа модели за счет уменьшения угла наклона разрывов R-типа относительно оси разломной зоны на  $10^\circ$  и, как следствие, уменьшению ширины зоны по сравнению с данными, полученными при

более медленном деформировании модели. Изменение ширины зоны прослеживалось визуально на фотографиях лабораторных моделей (рис. 4.9 и 4.10, В), а также фиксировалось инструментально при измерениях после окончания эксперимента. Истинная ширина сдвиговой зоны и ширина, измеренная по распределению градиента, составили при медленной скорости 8-9 см, при высокой скорости 4-5 см. В целом на графиках зависимости средних значений градиента и максимальной высоты рельефа от скорости деформирования модели (рис. 4.10, А и Б) видно, что с увеличением скорости значения градиента понижаются, уменьшаются амплитуды вертикальных смещений по разрывам, хотя максимальная высота рельефа относительно первоначальной поверхности модели (рис. 4.10, Б) не всегда отражает данную закономерность.

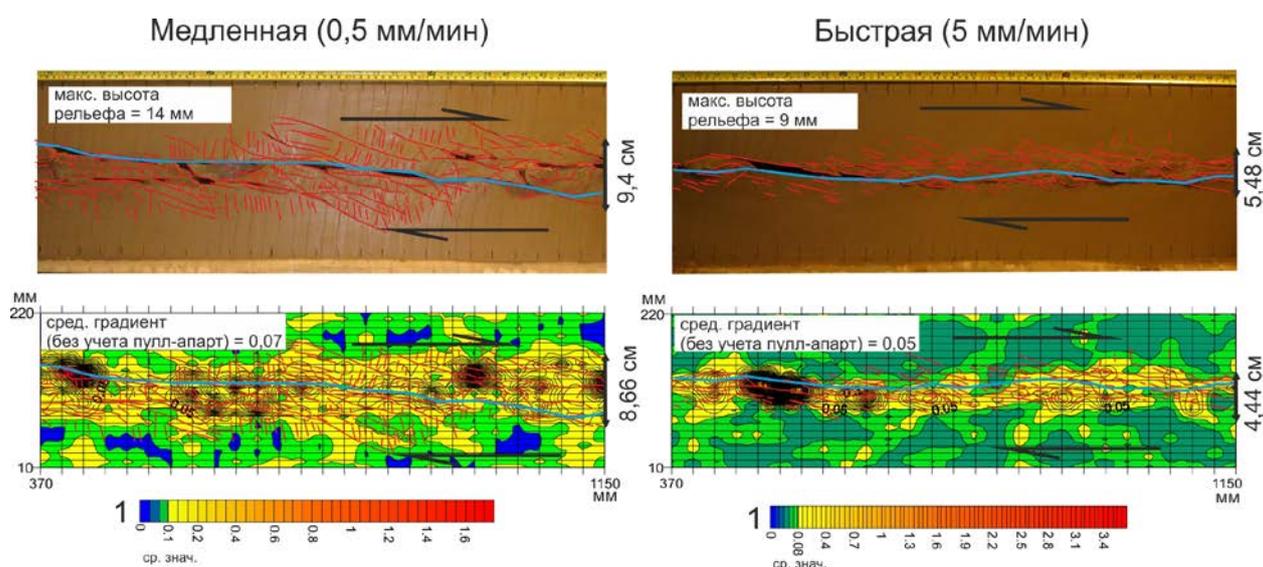


Рис. 4.9. Фото модели с разрывами (красные линии) и распределения градиента рельефа, полученные для экспериментов при различной скорости деформирования. Синяя линия – магистральный сместитель. Внизу показаны шкалы градиента рельефа с уровнем среднего значения.

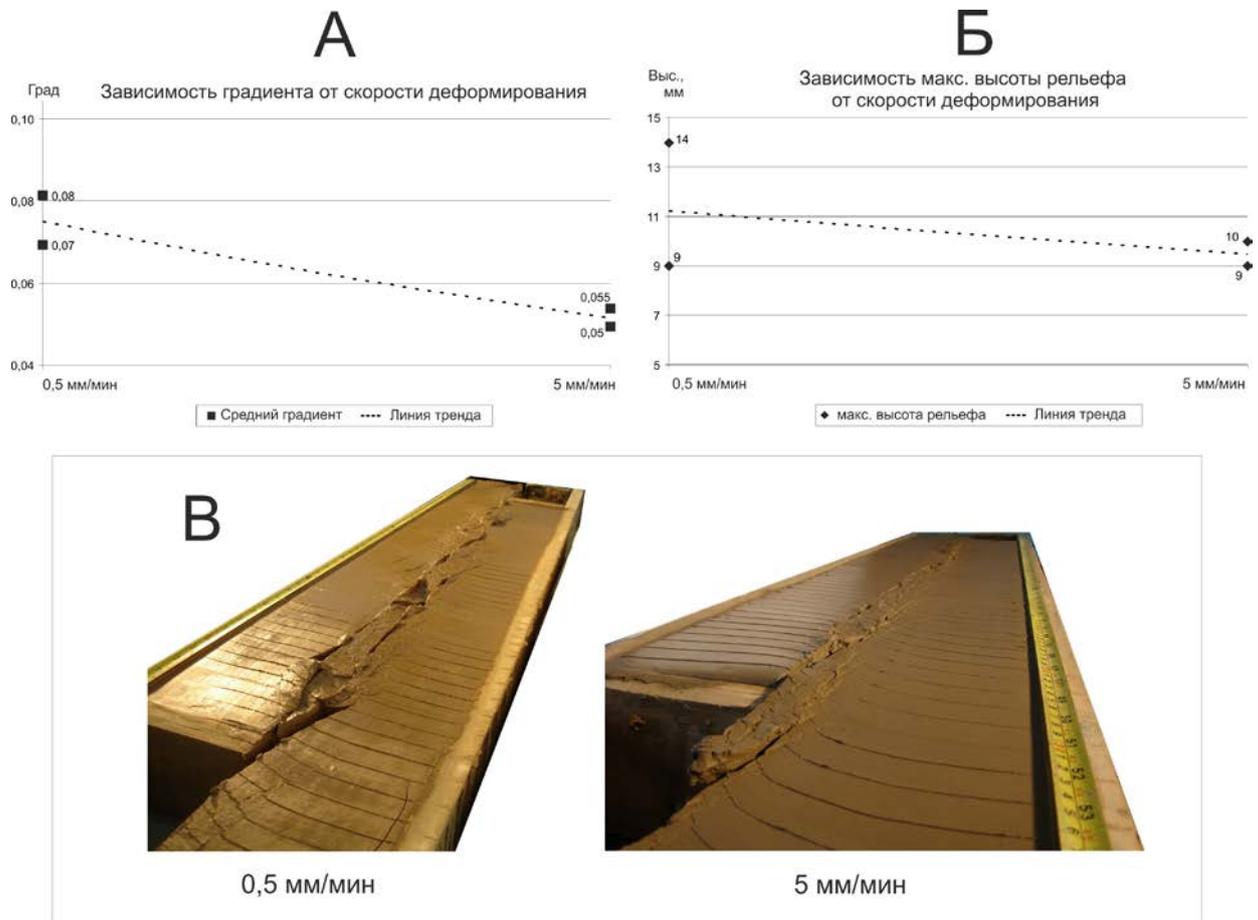


Рис. 4.10. Влияние на рельеф изменения скорости деформирования модели в экспериментах по моделированию сдвиговой зоны. А – зависимость среднего градиента рельефа от скорости деформирования; Б – зависимость максимальной высоты рельефа (относительно уровня первоначальной поверхности) от скорости деформирования; В – фотографии сдвиговой зоны при различной скорости деформирования.

Изменение толщины модели влияет на истинную ширину зоны, что было показано ранее [Шерман и др., 1983], однако не выявило явной зависимости с амплитудой вертикальных движений и характера рельефа в целом (рис. 4.11 и рис. 4.12, В). Это наглядно демонстрируют графики зависимости среднего градиента и максимальной высоты рельефа от толщины модели (рис. 4.12, А и Б). Из графиков видно, что максимальная высота рельефа и средний градиент, посчитанный без учета значений, попавших во впадины пулл-апарт, практически не меняются с изменением толщины деформируемого слоя глинистой пасты. Поскольку истинная ширина зоны в модели зависит от толщины модели, о чем упоминалось выше, то выявленные закономерности позволили сделать несколько важных выводов. Амплитуды вертикальных движений по разрывам практически не зависят от толщины модели, на что указывают одинаковые

значения максимальной высоты рельефа и средние значения градиента рельефа. Развитие рельефа сдвиговой зоны происходит преимущественно за счет формирования магистрального сместителя сдвиговой разломной зоны, что следует из увеличения истинной ширины зоны при постоянстве ширины области повышенных значений градиента.

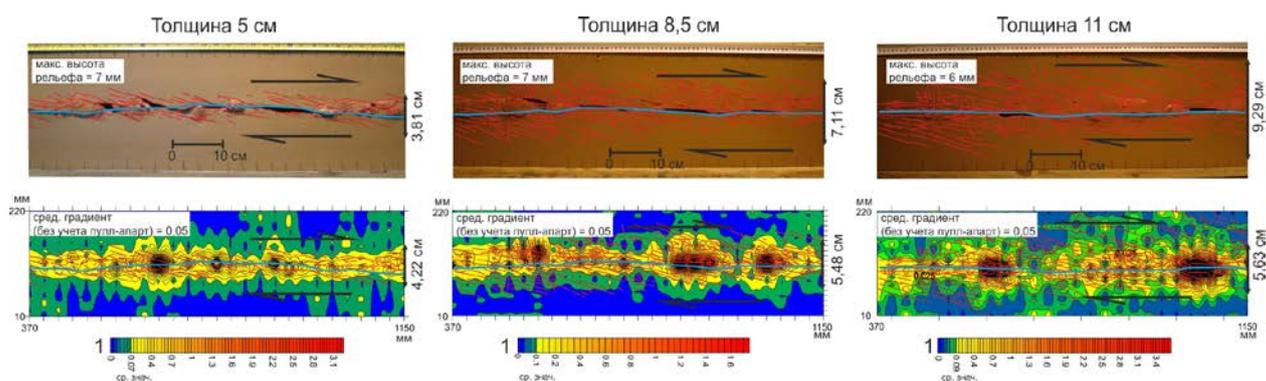


Рис. 4.11. Фото модели с разрывами (красные линии) и распределения градиента рельефа, полученные для экспериментов при различной толщине модели. Синяя линия – магистральный сместитель. Внизу показаны шкалы градиента рельефа с уровнем среднего значения.

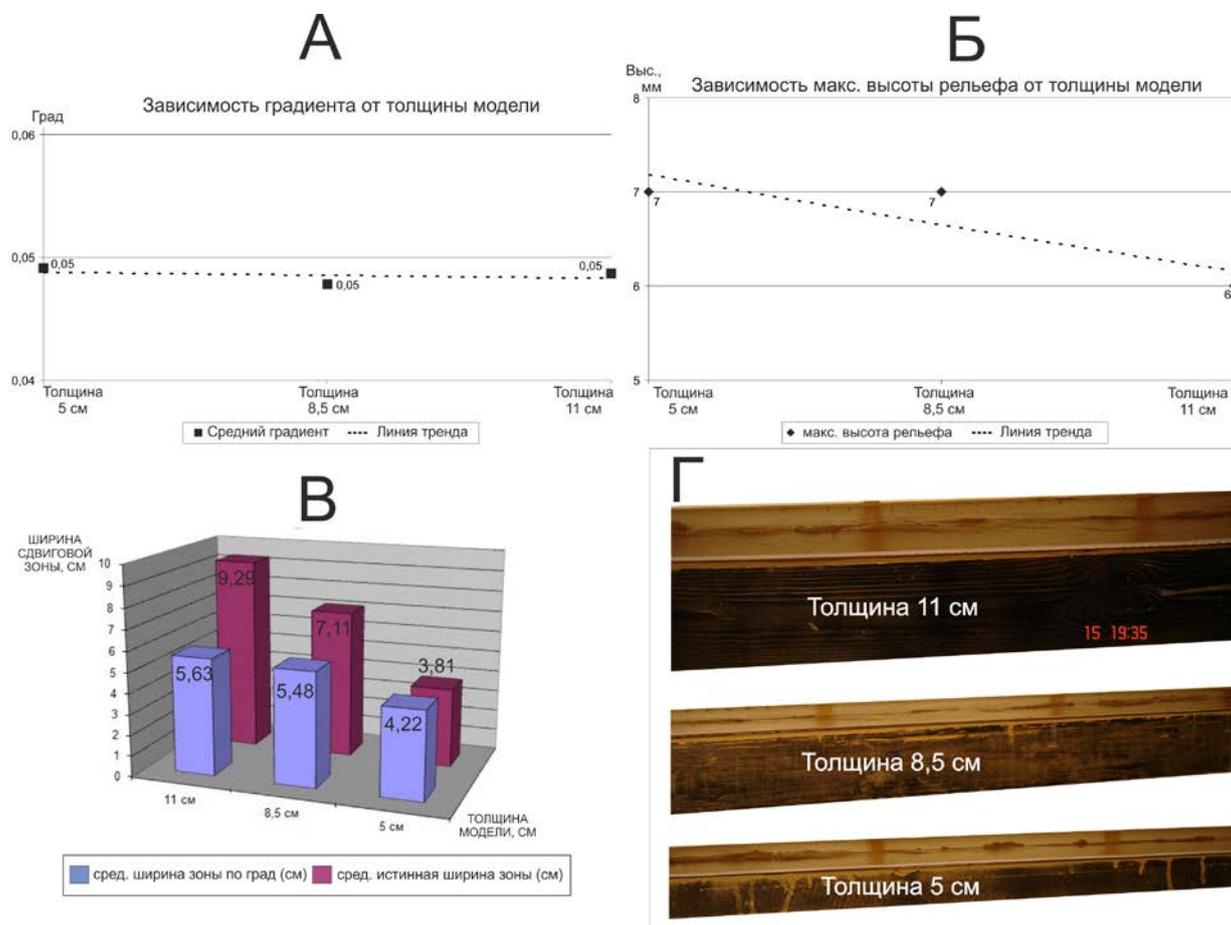


Рис. 4.12. Влияние толщины модели на ее рельеф в экспериментах по моделированию сдвиговой зоны. А – зависимость среднего градиента рельефа от толщины модели; Б – зависимость максимальной высоты рельефа (относительно уровня первоначальной поверхности) от толщины модели; В – зависимость ширины зоны от толщины модели; Г – фотографии сдвиговой зоны при различной толщине модели (вид сбоку).

Кроме оценки влияния условий проведения опытов на рельеф зоны сдвига, было установлено, что он имеет характерные особенности на разных стадиях ее формирования.

Как видно из эксперимента, представленного на рис. 4.13, на ранней дизъюнктивной стадии рельеф модели мало контрастен и выражен небольшими перепадами высот  $\approx 2-3$  мм. На данной стадии развиваются преимущественно R и R' сколы, а также складки, которые хорошо проявлены на цифровой модели рельефа (рис. 4.13, А). Разломная зона не выделяется единым полем повышенных значений градиента. Его максимумы приурочены в основном к складкам и разрывам R типа, что еще раз доказывает их значимую роль в формировании поля градиента.

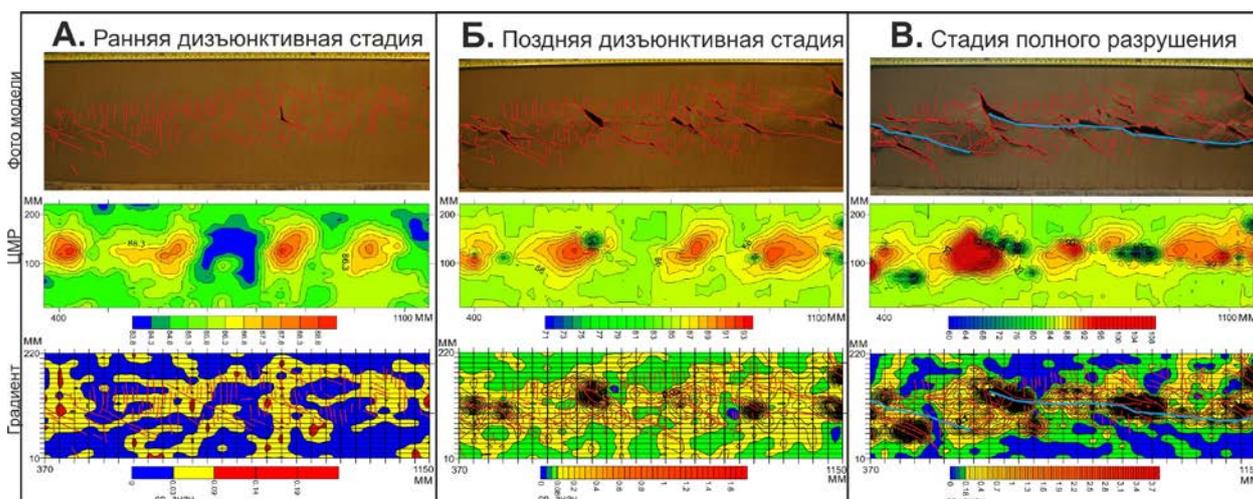


Рис. 4.13. Фото экспериментальной модели, цифровая модель рельефа и поле градиента рельефа на трех главных стадиях развития зоны сдвига. Синяя линия – магистральный сместитель. Внизу показаны шкалы высот рельефа и градиента рельефа с уровнем среднего значения.

На поздней дизъюнктивной стадии (рис 4.13) перемещения по разрывам R типа, а также формирование участков присдвигового растяжения, выделяют зону практически единым полем аномальных значений градиента. К этому времени складки полностью сформированы и отчетливо видны на цифровой модели рельефа. Это отражается в поле градиента характерной вытянутостью повышенных значений параметра вдоль осей

складок. Контрастные максимумы в поле градиента рельефа, сформированные за счет больших амплитуд перемещений по разрывам R типа и интенсивно развивающихся дуплексов растяжения, тяготеют к приосевой части зоны.

Разломная зона на стадии полного разрушения (рис 4.13), характеризующаяся наличием магистрального сместителя, отчетливо выделяется в поле градиента. Основные максимумы параметра отражают отдельные элементы внутренней структуры сдвиговой зоны. Влияние складок на градиент трудно проследить, поскольку они были деформированы в связи с перемещениями по разрывам R, n и n', t и t', P и Y типа. На данной стадии амплитуда вертикальных движений максимальна, что отражается в поле градиента высокими значениями, в два раза превышающими аналогичные показатели на поздней дизъюнктивной стадии и на порядок больше величин, характерных для ранней стадии.

В целом, согласно экспериментальным данным, рельеф сдвиговой разломной зоны зависит от состояния ее внутренней структуры. Это выражается как в виде закономерностей проявления всей зоны сдвига в распределении высотных отметок, так и отдельных элементов ее внутреннего строения в виде обособленных морфоструктур. Эффективным способом для выделения описанных закономерностей является анализ градиента рельефа. Значения данного параметра и его распределения в изолиниях напрямую связаны с плотностью разрывов, перемещениями по магистральному и опережающим его формированием разрывам, а также с развитием дуплексов сжатия, впадин пулл-апарт и других элементов внутренней структуры зоны сдвига. Так, сдвиговая зона в целом выделяется повышенными значениями исследуемого параметра (значения больше среднего уровня), образующими единую область на картах распределений градиента в пределах модели. Отдельные элементы структуры зоны сдвига, находящиеся внутри этой области, отражаются максимумами значений градиента и отличаются их простираниями.

Величины градиента, отражающие границы зоны сдвига и отдельные максимумы, связанные с однотипными структурами 2-го порядка, а также характер их пространственного распределения зависят от граничных условий проведения опытов. Повышение вязкости экспериментального материала приводит к увеличению значений градиента, что выражается ростом вертикальных амплитуд смещений по разрывам и высотных отметок рельефа, расширением области динамического влияния зоны сдвига и отдельных элементов ее внутренней структуры, в частности, дуплексов растяжения и сжатия. Увеличение скорости деформирования на порядок приводит к снижению значений градиента рельефа, что, в свою очередь, проявлено на модели снижением амплитуд вертикальных подвижек по разрывам и высот рельефа. Кроме того, область динамического влияния зоны сдвига становится более узкой, уменьшается угол между магистральным сместителем и простиранием сколов R-типа. Изменение толщины деформируемой модели не оказывает существенного влияния на величины и характер распределения градиента, несмотря на то, что ширина сдвиговой зоны при этом увеличивается. Данная закономерность позволила сделать вывод о преимущественном влиянии магистрального сместителя зоны на формирование ее рельефа.

Установлены отличия в рельефе сдвиговых зон, находящихся на трех главных стадиях развития их внутренней структуры. Так, на ранней дизъюнктивной стадии основное влияние на рельеф оказывают присдвиговые складки, на поздней дизъюнктивной стадии – складки и движения по сопряженной сети сколов Риделя, на стадии полного разрушения – развитие магистрального шва зоны.

Таким образом, при любой вязкости, скорости деформирования и толщине модели сдвиговая зона отчетливо выделяется в рельефе и поле градиента, сохраняя общие закономерности сдвигообразования. По характеру распределения градиента рельефа и его величине можно оценить условия, в которых сформировалась сдвиговая разломная зона, а также определить стадию ее развития.

## 4.2 Разломные зоны сбросового типа

Сбросовая разломная зона, образующаяся при растяжении модели, является вторичной структурой по отношению к области растяжения в целом. Процесс ее формирования начинается с доминирования пластической деформации: в модели образуется пологий линейный прогиб, напоминающий седловину в рельефе. По мере деформирования модели происходит увеличение размеров прогиба за счет изменения его ширины и глубины. Дальнейшее развитие структуры области растяжения связано с достижением предела текучести деформируемой модели и, как следствие, образованием первичной сети разрывов. Это знаменует начало ранней дизъюнктивной стадии формирования структуры в сбросовых зонах, ограничивающих прогиб с двух сторон. Каждая из сбросовых зон на данной стадии разрывообразования представлена двумя системами непротяженных сколов одинакового простирания, но с различными углами падения. Первая система разрывов наклонена в сторону центра впадины, вторая система дислокаций имеет противоположное падение, т.е. в сторону краев опытного образца (рис. 4.14). Согласно исследованиям предшественников [Разломообразование...1992; Михайлова, 2008; 2010], первая система нарушений представляет R-сколы, а разрывы с противоположным падением – R'-сколы. Другие типы нарушений полного парагенезиса разрывов 2-го порядка, характерных для зоны действия скальвающих напряжений (рис. 4.1), занимающей в этом случае наклонное положение, в модели проявлены существенно слабее. На дистальных окончаниях сбросовых зон, у торцевых краев модели отмечается слабо выраженная сеть мелких субвертикальных разрывов, которые относятся к сопряженным системам  $n$  и  $n'$ -сколов, являющихся в данном случае сдвигами.

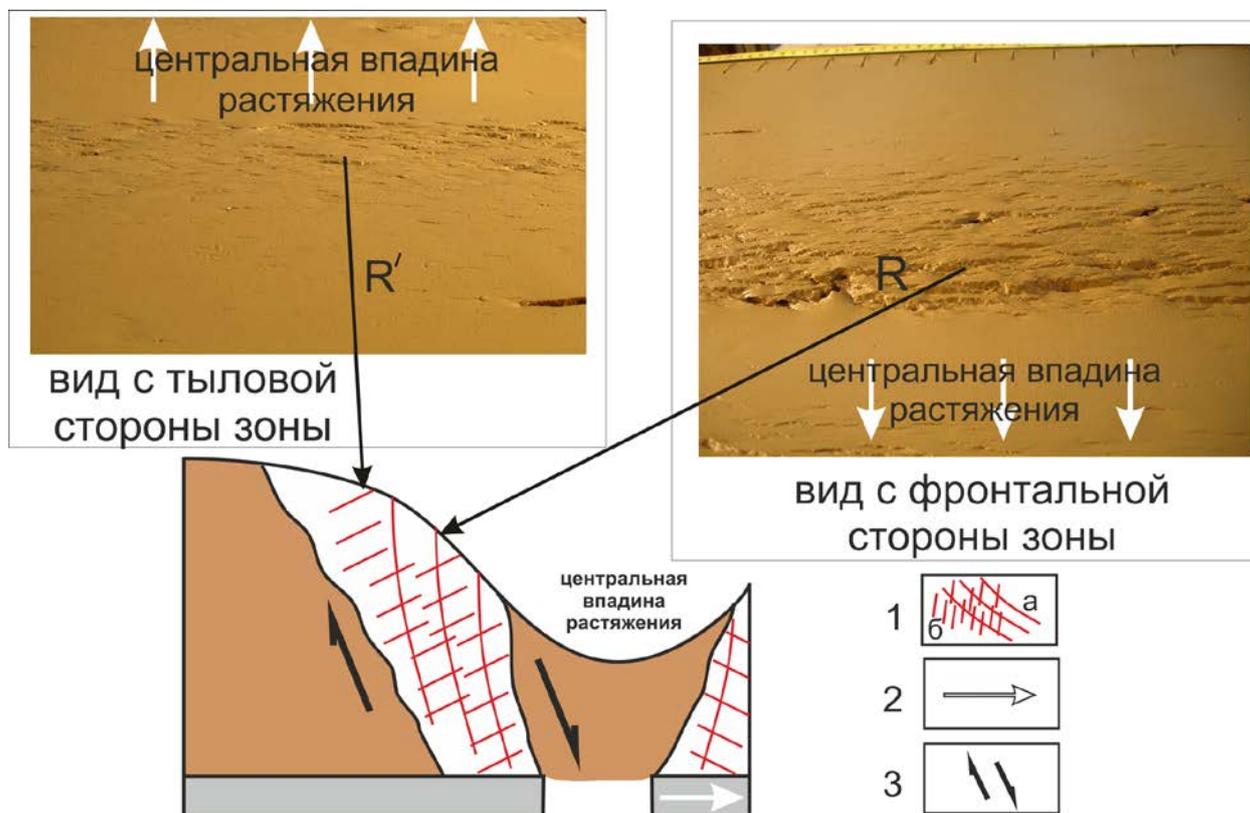


Рис. 4.14. Сопряженные сколы Риделя в сбросовой зоне, образованной при растяжении модели.

1 – принципиальная схема сети разрывов в сбросовой зоне: а – разрывы R типа; б – разрывы R' типа; 2 – направление перемещения активного штампа установки «Разлом»; 3 – направление действия скалывающих напряжений.

В рельефе экспериментальной модели каждая из двух сбросовых зон, входящих в общую структуру области растяжения, представлена флексурным изгибом, имеющим в разрезе ступенчатый вид. Ступенчатость обусловлена формированием сети разрывов одной ориентировки, но различного азимута падения на уступе седловины. Вертикальные амплитуды перемещений по разрывам сбросовой зоны, находящиеся над подвижным штампом установки «Разлом», значительно меньше, чем у нарушений в зоне сброса, расположенной над неподвижным штампом, что объясняется характером приложенной нагрузки и различием во времени начала их формирования [Разломообразование...1992].

Дальнейшее развитие структуры отдельно рассматриваемой зоны сброса характеризуется наступлением поздней дизъюнктивной стадии, при которой небольшие разрывы R и R' типа объединяются в более протяженные дислокации. Формирующиеся при растяжении сдвиговые дислокации проявляются локально – в местах сочленения относительно протяженных сбросов. Полоса активных разрывных деформаций в

сбросовой зоне локализуется и по пространственному положению тяготеет к подножью уступа, ближе к центру седловины. На данной стадии развития сбросовой зоны существенных изменений в морфологии ее рельефа не наблюдается, лишь незначительно увеличиваются вертикальные амплитуды у каждого типа разрывов. Дальнейшее объединение разрывов приводит к образованию единого магистрального сместителя, который располагается у подножия флексурного изгиба. Наступает стадия полного разрушения, в ходе которой происходят значительные изменения рельефа, главным образом за счет прогрессирующих подвижек по главному сместителю и накопления суммарной вертикальной амплитуды в сбросовой зоне.

Рассмотренная выше на качественном уровне эволюция разрывной сети сбросовой зоны лишь частично отражает ее влияние на развитие рельефа. Для детализации установленных закономерностей был проведен анализ ЦМР и распределения градиента рельефа.

При анализе количественных распределений у сбросовых зон, как ранее и для сдвигов, установлено различие амплитуд вертикальных смещений, и, следовательно, контрастности рельефа для разрывов различного типа. При этом структура сбросовой зоны анализировалась с геологической (образование в условиях растяжения в горизонтальной плоскости) и тектонофизической (образование в условиях сдвига в вертикальной или наклонной плоскости) позиций. Подобный подход позволяет определить границы разломной зоны, установить характер проявления в рельефе ее отдельных элементов, провести сравнение полученных закономерностей для сбросовых и сдвиговых зон.

Эксперимент показал, что сбросовые зоны отчетливо выделяются двумя уступами в рельефе модели, а область растяжения – структурой, напоминающей грабен (рис. 4.15). Уступы имеют ступенчатый характер поперечного профиля, с чередованием участков крутого и пологого подъема (рис. 4.15, В). Подножье и вершина каждого уступа совпадает с участками проявления первых разрывов на поверхности модели. Амплитуда

вертикальных перемещений по разрывам каждой из сбросовых зон неодинакова. Менее интенсивные перемещения наблюдаются в зоне, находящейся со стороны подвижного штампа лабораторной установки, а более интенсивные – со стороны неподвижного, что отмечалось ранее [Разломообразование..., 1992].

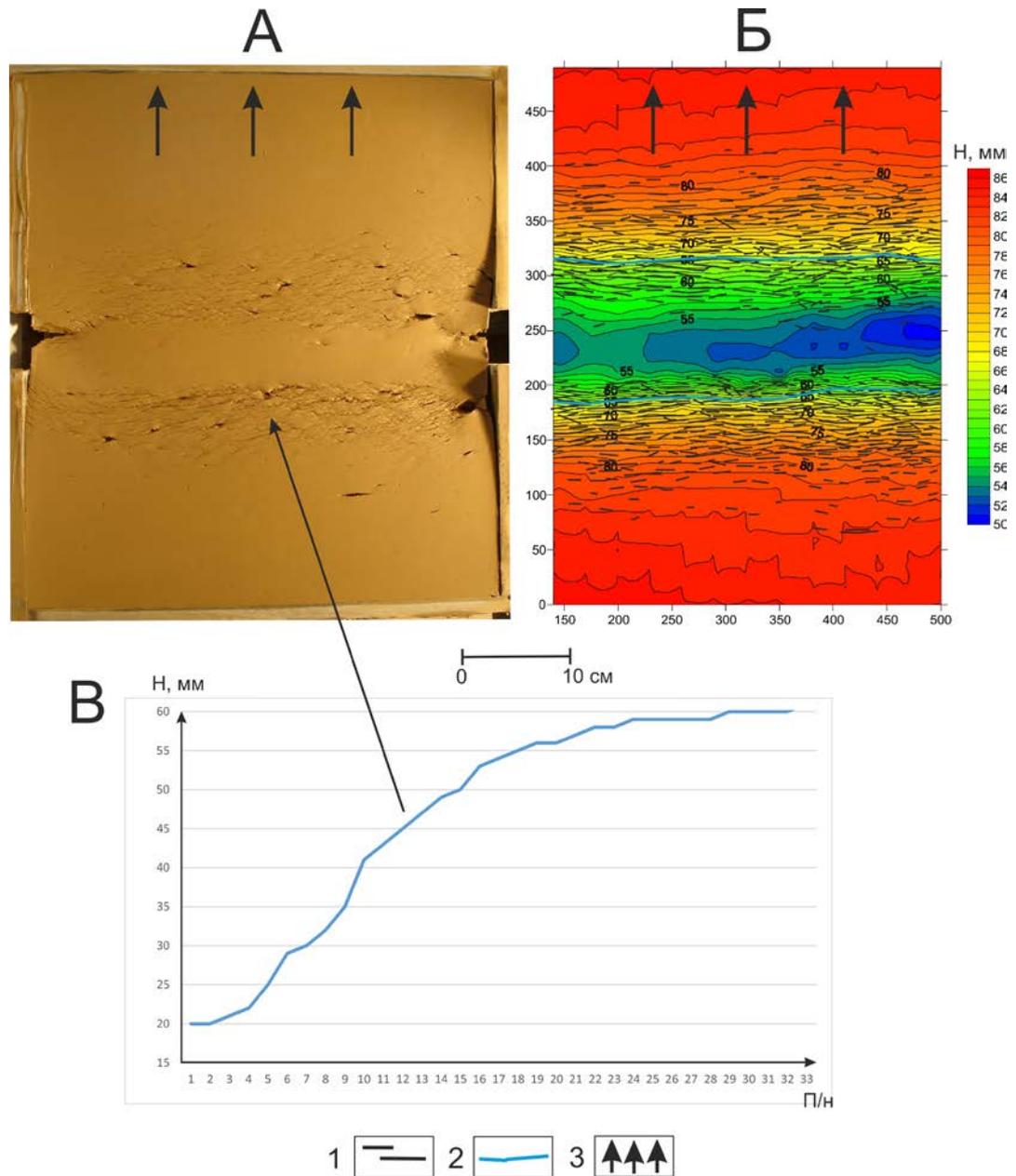


Рис. 4.15. Рельеф модели, деформированной в условиях растяжения. А – фотография модели; Б – цифровая модель рельефа со шкалой высот; В – график высот рельефа сбросовой зоны, располагающейся над пассивным штампом установки «Разлом». 1 – сеть разрывов 2-го порядка; 2 – магистральный сместитель сбросовой зоны; 3 – направление перемещения подвижного штампа установки «Разлом».

Распределение градиента в области растяжения модели имеет общие черты сходства с рельефом, но отличается важными деталями (рис. 4.16). В целом эта область в

поле градиента рельефа отражена двумя участками с повышенными значениями параметра (большими их среднего уровня) и участком низких значений, находящимся между ними. Каждому из участков повышенных значений градиента соответствует сбросовая разломная зона, а участку между ними – впадина. С другой стороны, в отличие от рельефа градиент отчётливее выделяет сбросовые зоны, их границы, размеры и отдельные разрывы 2-го порядка.

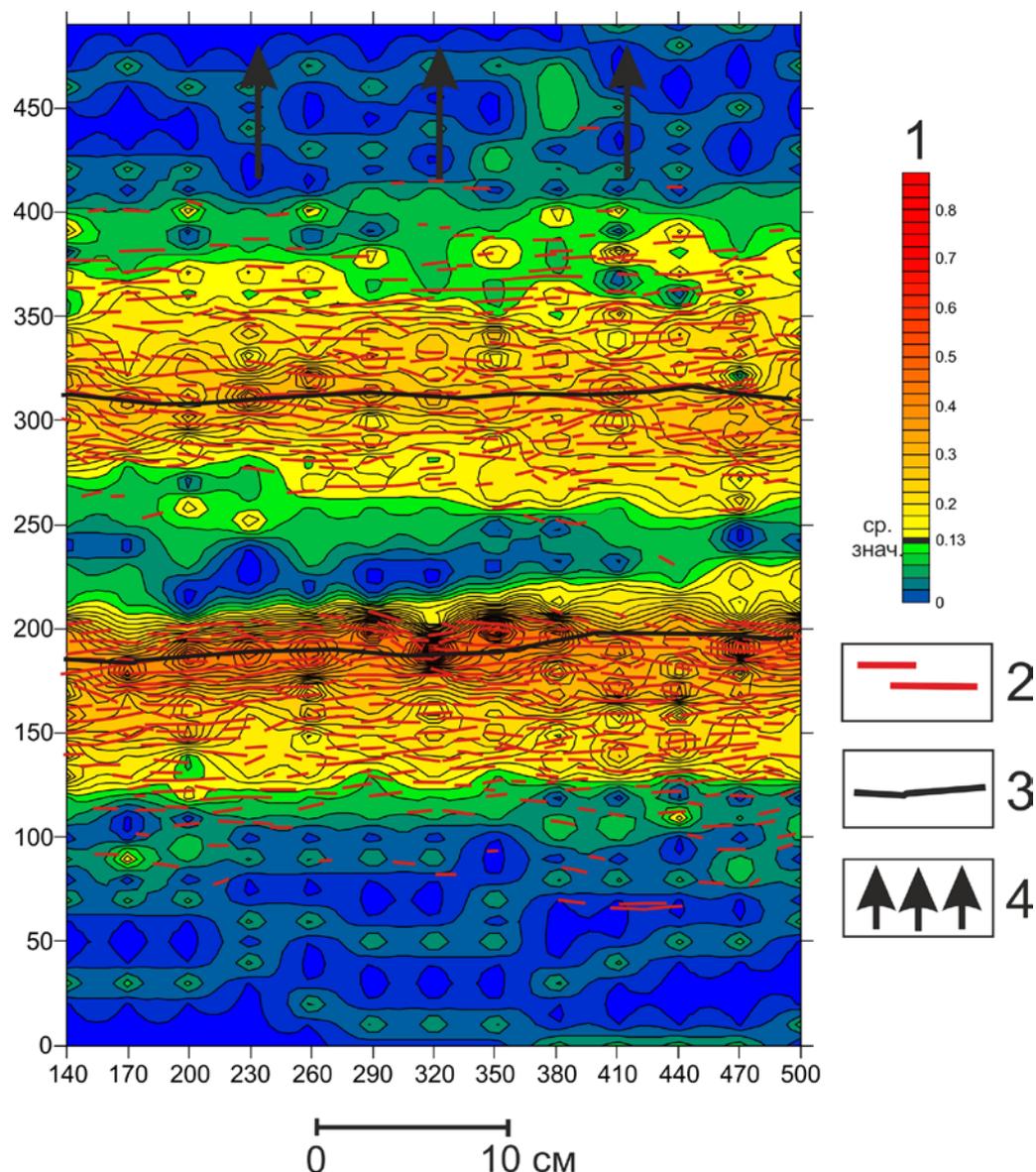


Рис. 4.16. Распределение градиента рельефа в модели, деформированной в условиях растяжения.

1 – шкала величин градиента рельефа и его среднее значение; 2 – сеть разрывов 2-го порядка; 3 – магистральный сместитель сбросовой зоны; 4 – направление перемещения активного штампа установки «Разлом».

Распределение градиента неравномерно в пределах области растяжения и в каждой из сбросовых зон (рис. 4.16). В масштабе всей области растяжения неравномерность

связана с входящими в ее состав сбросовыми зонами и участком, соответствующим впадине растяжения. Также неравномерность отражается в разнице величин градиента в сбросовых зонах, что связано с интенсивностью перемещений в их пределах. Более высокие значения параметра наблюдаются в зоне сбросообразования, располагающейся над неподвижным штампом лабораторной установки.

Распределение градиента рельефа для сбросовых зон неравномерно в поперечном и продольном направлениях, что отражает их внутреннее строение. Поперечная неравномерность связана с магистральным сместителем, а также с опережающими его развитие сбросовыми разрывами 2-го порядка. Магистральный сместитель выделяется цепочкой максимальных значений градиента, которые смещены от осевой части сбросовой зоны к ее периферии со стороны впадины растяжения (к подножью уступа – см. рис. 4.16). Опережающие сбросы отражаются небольшими локальными максимумами градиента существенно меньших значений, чем у магистрального сместителя. В случае увеличения детальности карты градиента рельефа локальные максимумы опережающих сбросов будут отображаться также в виде отдельных цепочек. Как отмечалось ранее, направление падения этих сбросов может быть противоположным, поскольку они представлены разрывами  $R'$  и  $R$  типов. Это отражается разницей в значениях градиента: у разрывов  $R$  типа, подающих в сторону магистрального сместителя, значения выше, чем у разрывов  $R'$  типа, имеющих противоположный наклон. Данный вывод справедлив для обеих сбросовых зон в структуре растяжения, однако у зоны над неподвижным штампом экспериментальной установки значения градиента у всех разрывов будут несколько выше, чем у сформированных над подвижным штампом.

Продольная неравномерность распределения градиента рельефа связана с изменением его величины вблизи соседних опережающих сбросов 2-го порядка, а также в местах сочленения отдельных сегментов магистрального сместителя, т.к. на этих участках образуются сдвиговые нарушения. Такие сдвиги не отражаются отдельными

максимумами в поле градиента, но смещают высокие значения параметра, приуроченные к магистральному шву (рис. 4.16).

Для исследования рельефообразующей роли разрывов парагенезиса сбросовой зоны были проанализированы ориентировки максимумов градиента рельефа. Анализ построенных роз-диаграмм ориентировок максимумов градиента обеих сбросовых зон, расположенных на уступах впадины растяжения (рис. 4.17), показал их принципиальное подобие и соответствие эталонному парагенезису разрывов 2-го порядка, образующихся в зоне скалывания при горизонтальной ориентации оси растяжения [Семинский, 2014]. Из рисунка 4.17 видно, что лучше всего выделяется широтное направление, связанное с основными сбросовыми разрывами различного падения (Y, P, R и R' тип). Отчетливо проявлено меридиональное направление, представленное в эталонном парагенезисе разрывами сбросо-сдвиговой кинематики. Эти разрывы слабо проявлены на поверхности модели, что позволяет считать причиной их усиления на диаграмме совпадением с направлением профилей съемки высот рельефа. Значительно меньше проявлены на диаграмме направления, связанные с ориентированными под углом к магистральному сместителю левыми и правыми сдвигами (рис. 4.17), что хорошо согласуется с их слабым отражением в лабораторном образце.

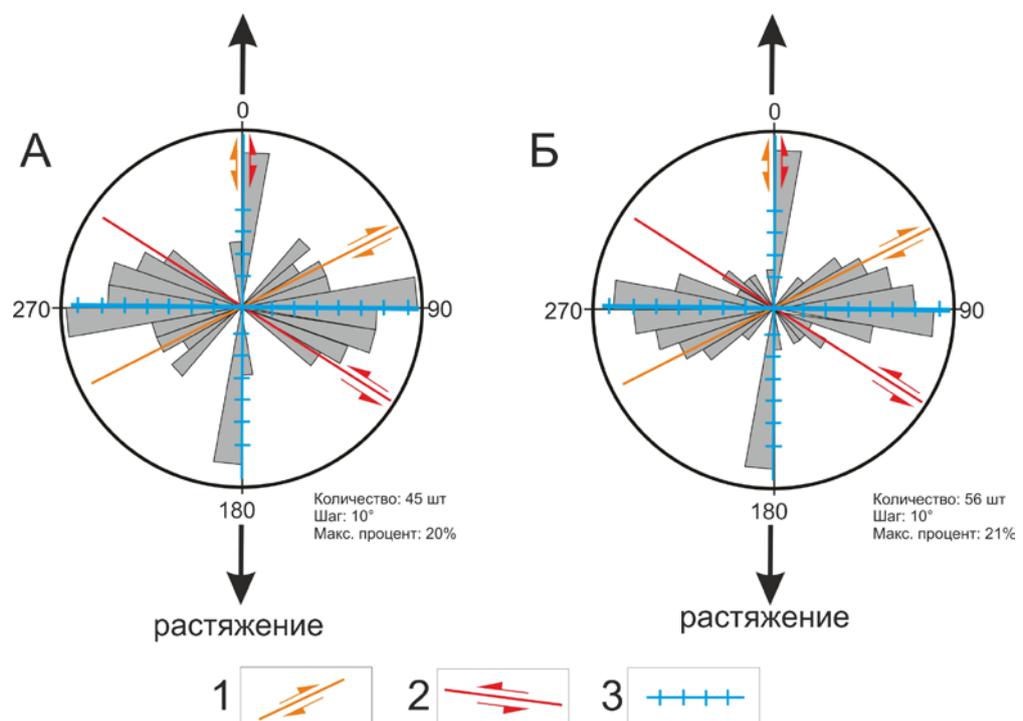


Рис. 4.17. Роза-диаграмма ориентировки максимумов градиента рельефа для сбросовой зоны над подвижным (А) и неподвижным (Б) штампами установки «Разлом» с наложенным эталонным парагенезисом разрывов 2-го порядка.  
1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – сбросы.

Граничные условия проведения экспериментов во многом определяют структуру формирующейся в модели области растяжения и, в первую очередь, составляющих ее сбросовых зон. В зависимости от скорости деформирования, вязкости пасты и толщины экспериментальной модели изменяется характер внутреннего строения этих зон, морфогенетический тип разрывов 2-го порядка. Подобные изменения влияют на рельеф области растяжения в целом и сбросовых зон, в частности. Влияние каждого из параметров, определяющих граничные условия сбросообразования, изучалось отдельно, для чего было проведено несколько серий экспериментов, результаты которых приведены ниже.

Наибольшее влияние на рельеф моделей, деформированных при растяжении, оказывает скорость деформирования модели (рис. 4.18). Увеличение скорости на один порядок – с 0.5 мм/мин до 5 мм/мин – приводит к кардинальным изменениям структуры области растяжения, что в свою очередь влияет на формирование ее рельефа. Это происходит из-за различия генетического типа разрывов, формирующихся на поверхности модели. При медленной скорости перемещения штампов напряжения достигают прочности глинистого субстрата на отрыв, что приводит к образованию раздвигов (дислокации отрыва) (рис. 4.18, А). Рельеф такой модели представляет собой относительно пологий уступ с крупными субвертикальными раздвигами, расположенными ближе к его вершине. При повышении скорости до 5 мм/мин напряжения быстро нарастают, в результате чего преодолевается порог прочности на скалывание: в модели образуются две области проявления сколов со встречным падением – сбросовые зоны (рис. 4.18, Б). Такая структурная картина более характерна для природной обстановки и наилучшим образом подходит для взаимного сравнения экспериментальных объектов исследования и их аналогов.

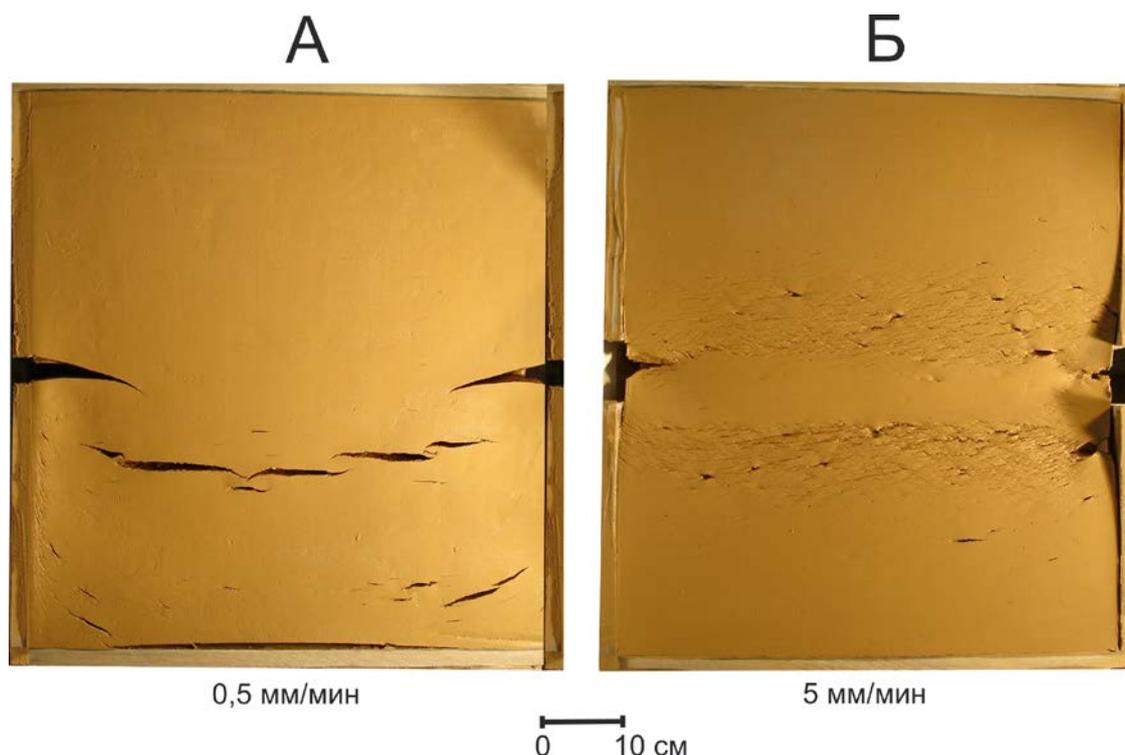


Рис. 4.18. Фотографии моделей, деформированных при быстрой (А) и медленной (Б) скоростях растяжения.

Меньшее воздействие на рельеф сбросовой зоны оказывает изменение толщины модели. При ее увеличении наблюдается расширение области динамического влияния каждой из сбросовых сопряженных зон, а также размеров располагающейся между ними впадины (рис. 4.19). Эти структурные изменения отражаются в распределении высотных отметок рельефа и градиенте. При увеличении толщины лабораторного образца изменяется поперечный профиль ложбины, образованной уступами сбросовых зон и центральной впадиной. Уступы, формирующиеся при небольшой толщине модели, отличаются большей крутизной склона и меньшей шириной, при этом общий поперечный профиль ложбины стремится к V-образному, иногда щелевому типу. Центральная впадина практически отсутствует и сильно деформирована разнонаправленными по падению сбросами основного продольного простирания. При большой толщине модели высокая крутизна склона сосредоточена у его подножья, где происходит формирование магистрального сместителя сбросовой зоны. При дальнейшем продвижении к периферии модели крутизна склона резко уменьшается. Центральная впадина растяжения

представлена относительно широким, ненарушенным разрывами блоком с одинаковыми высотными отметками. Общий поперечный профиль ложбины можно охарактеризовать как U-образный. Несмотря на значимые изменения структуры сбросовых зон, амплитуды вертикальных движений при различной толщине модели сопоставимы.

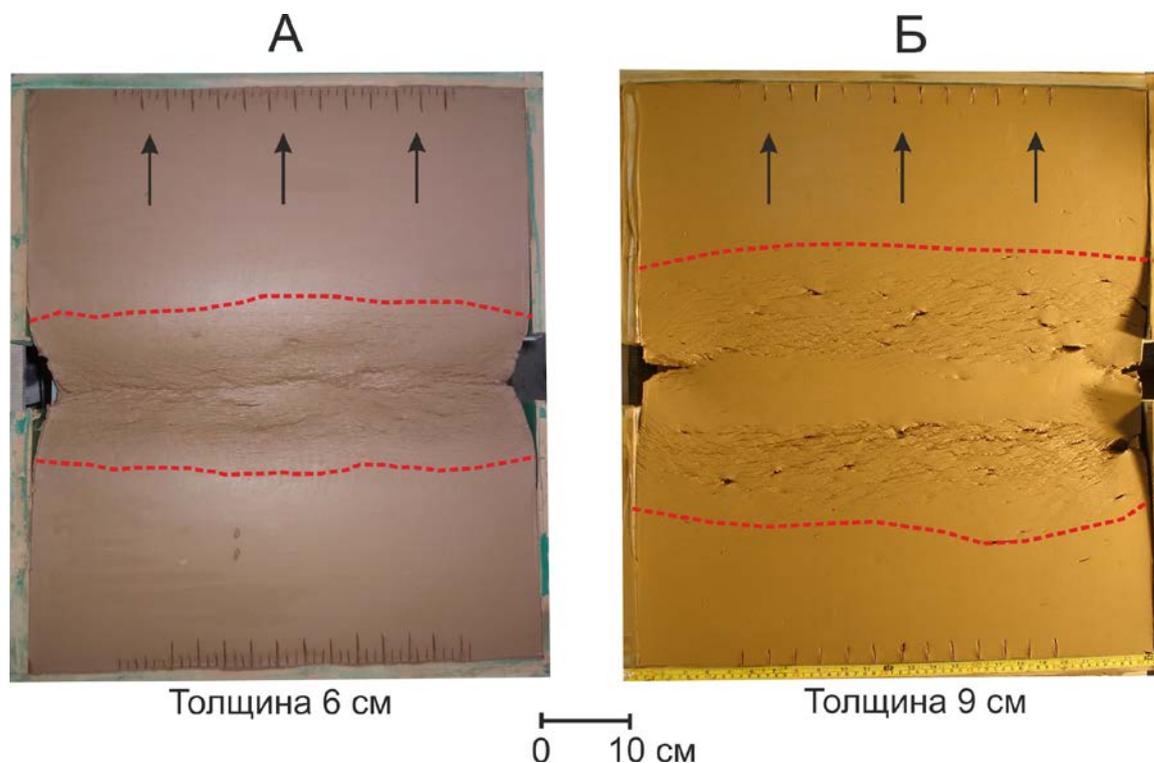


Рис. 4.19. Фото экспериментальной модели зоны растяжения при различной мощности слоя глинистой пасты: А – 6 см (А), Б – 9 см.

Красной пунктирной линией показаны границы зоны растяжения, черными стрелками – направление перемещения активного штампа экспериментальной установки

Распределения градиента подчеркивают описанные особенности рельефа областей растяжения, формирующиеся при различной толщине модели. В первую очередь, в поле градиента рельефа можно отчетливо проследить увеличение области динамического влияния сбросовых зон. Оно выражается соответствующим изменением средней ширины участка с повышенными значениями параметра, отражающими разломную зону (рис. 4.20). Как видно на рисунке 4.20, ширина обеих сбросовых зон, выраженных аномальными значениями градиента, при толщине модели – 6 см равняется 6 и 7 см, а общая ширина области растяжения  $\approx 14$  см. Аналогичные измерения для сбросовых зон при толщине модели в 9 см составляют 8 и 10 см, а общая ширина участка растяжения  $\approx 23$  см. Следует отметить, что эти различия обусловлены только изменением мощности

модели, т.к. амплитуда смещения штампов в экспериментах была одинаковой и составляла  $\approx 8$  см. Форма поперечного профиля ложбины косвенно отражается в поле градиента рельефа. Ее можно охарактеризовать, исходя из размера области низких значений исследуемого параметра, соответствующей центральной впадине. У лабораторных образцов с существенной толщиной слоя пасты область низких значений увеличивается в размерах, что соотносится с изменением поперечного профиля ложбины с V- до U-образного. Общие закономерности связи внутренней структуры и рельефа сбросовой зоны, проявленные в распределении градиента рельефа, сохраняются при любой толщине модели.

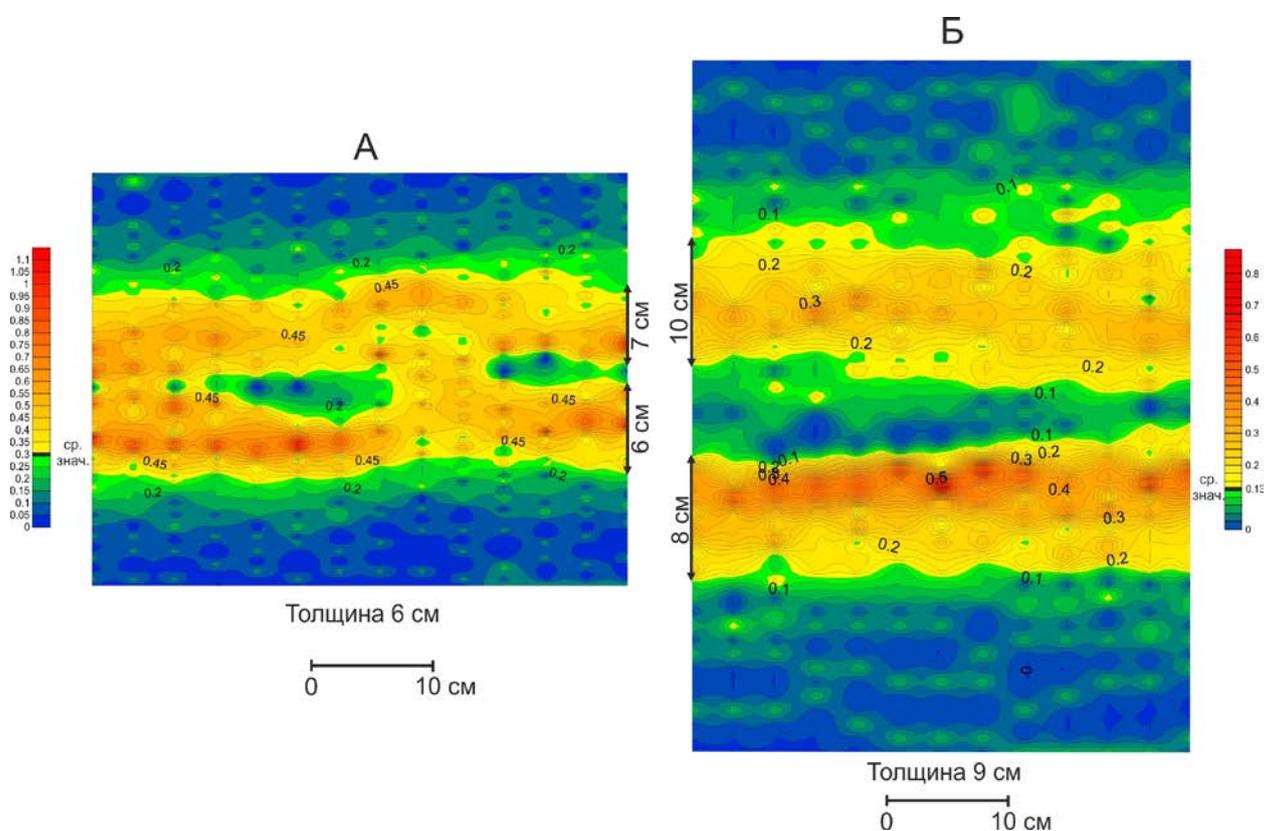


Рис. 4.20. Распределение градиента рельефа на поверхности моделей, деформированных в условиях растяжения и имеющих разную мощность: А – 6 см, Б – 9 см.

Варьирование вязкостью глинистой пасты в изучаемых нами пределах не привело к изменению внутренней структуры сбросовой зоны и, следовательно, не повлияло на развитие ее рельефа. При значениях вязкости в опытах от  $10^6$  до  $10^8$  Па·с ширина области динамического влияния каждой сбросовой зоны, ее общее структурное выражение на поверхности модели и амплитуды вертикальных смещений по отдельным разрывам

оставались примерно одинаковыми (рис. 4.21). Единственным несущественным отличием является увеличение числа отрывных дислокаций с повышением вязкости модельного материала. При дальнейшем повышении вязкости глинистой пасты  $> 10^8$  Па·с можно, согласно данным [Шерман и др., 1983], получить структурную картину области растяжения, подобную той, которая формируется при медленной скорости деформирования лабораторного образца (рис. 4.18, А).

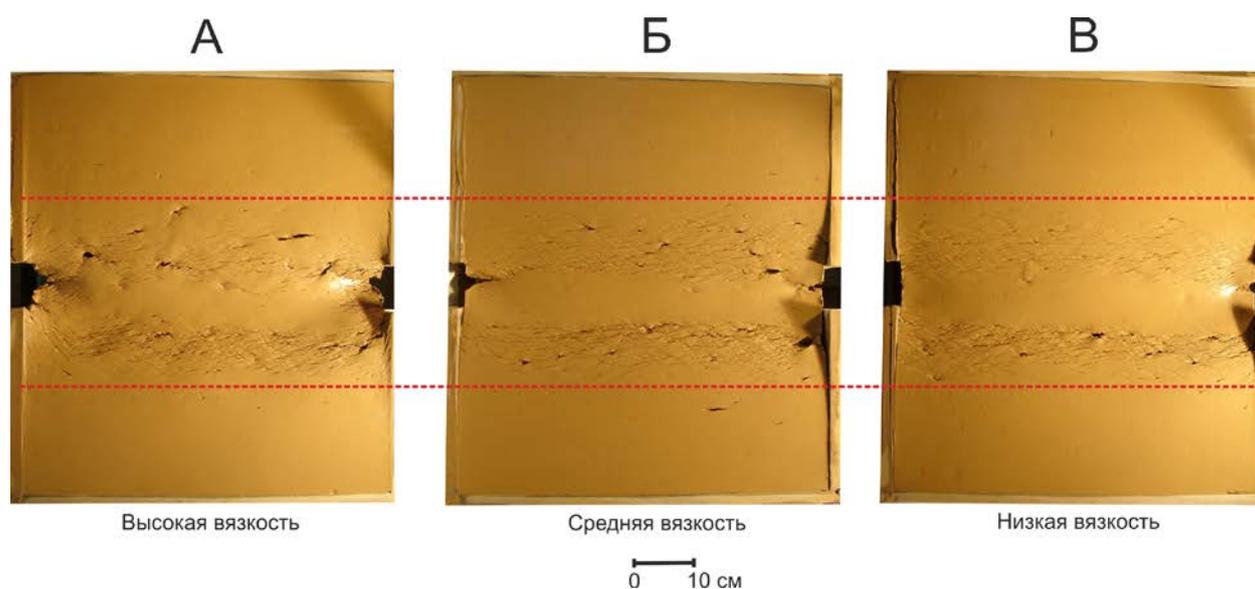


Рис. 4.21. Фотографии моделей, деформированных в условиях растяжения и характеризующихся различной вязкостью глинистой пасты. Красным пунктиром показаны границы области растяжения.

Итак, обработка экспериментальных данных показала, что рельеф сбросовой зоны зависит от организации ее внутренней структуры. Показано, что формирование рельефа обусловлено общим развитием зоны сброса и отдельных элементов ее внутреннего строения в виде обособленных морфоструктур. Это установлено по результатам анализа распределений градиента рельефа, который, как и для сдвигов, оказался эффективным параметром для изучения взаимосвязи рельефо- и структурообразования. Градиент позволил определить влияние на рельеф сбросовой зоны перемещений по магистральному сместителю, а также вторичных сбросовых и сдвиговых разрывов различного типа. В численном выражении сбросовая зона выделяется повышенными значениями исследуемого параметра (значения больше их среднего уровня), образующими

непрерывную область на картах его площадных распределений. Отдельные элементы внутренней структуры сбросовой зоны отражаются соответствующими максимумами градиента рельефа, их смещением друг относительно друга и ориентировкой.

На рельеф и распределения градиента вследствие изменения структуры сбросовой зоны влияют граничные условия проведения опытов. Наибольшее влияние оказывает скорость деформирования модели. Увеличение скорости на один порядок приводит к смене генетического типа формирующихся на поверхности модели трещин, что кардинально влияет на развитие рельефа зоны сброса. Меньшее воздействие на рельеф сбросовой зоны оказывает изменение толщины экспериментальной модели. При увеличении мощности слоя глинистой пасты наблюдается незначительное увеличение амплитуд вертикальных движений и расширение области динамического влияния сбросовой зоны, что напрямую отражается в распределениях ее высотных отметок и градиента рельефа. Изменение вязкости глинистой пасты не повлияло на формирование внутренней структуры сбросовой зоны и ее рельеф.

## ГЛАВА 5. СВЯЗЬ РЕЛЬЕФА И ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

В отличие от экспериментальных моделей в природной ситуации рельеф и проявленные в нем морфоструктуры, связанные с развитием разломной зоны, скрыты влиянием множества процессов и факторов. Наиболее значимое воздействие на рельеф в природе оказывают экзогенные процессы, среди которых выделяется денудация и ее частный вид – эрозия [Караулов, Никитина, 2018]. Экзогенные и эндогенные процессы действуют на земную поверхность одновременно, но с различной интенсивностью, меняющейся во времени и пространстве. При доминировании экзогенных процессов рельеф будет сглаживаться, а абсолютные отметки его высот – уменьшаться. В обратном случае, при преобладании эндогенных процессов наблюдается рост высот рельефа, увеличение крутизны склонов и т.д.

Известны экспериментальные работы [Guertoue, Cobbold, 2006], в которых показано, что проявление разломной зоны в рельефе сохраняется при влиянии эрозии и седиментации. Тем не менее, для успешного выделения структуры зоны в рельефе важно, чтобы участки исследования находились в тектонически активных регионах. Различие породного состава, неодинаковые скорости перемещений по отдельным сегментам и вариации толщины литосферы на отдельных участках природной разломной зоны также осложняют изучение ее рельефа и сравнение с экспериментальными моделями. Несмотря на сложность анализа рельефа природных разломных зон, в данной работе были выбраны максимально подходящие для этой цели объекты исследования. Ими являлись активные в неоген-четвертичный период разломные зоны различного масштаба и ранга, находящиеся на стадии полного разрушения. Всего было изучено более 20 природных разломных зон, часть из которых представлена в данной главе.

## 5.1 Разломные зоны сдвигового типа

### 5.1.1 Сдвиговые зоны главного ранга

#### Левантийский сдвиг

Анализ рельефа и структуры Левантийского сдвига показал, что закономерности, выделенные при проведении экспериментов по сдвигообразованию в моделях из глинистой пасты, во многом подтверждаются. Зона Левантийского сдвига выделяется в цифровой модели рельефа структурой по типу хребта (рис. 5.1). Распределение высотных отметок неравномерно по простиранию зоны и отчетливо делится на 3 сегмента (рис. 5.1): южный, средний и северный [Mart et al., 2005; Gomez et al., 2007]. Южный сегмент представлен чередованием впадин пулл-апарт (бассейны залива Акаба и Мертвого моря, долина Хула) и локальных поднятий, располагающихся между ними. Подобная морфология сдвиговой зоны наблюдалась в эксперименте при медленной скорости деформирования (рис. 4.2 и рис. 4.3, А) Раздвиговая составляющая южного сегмента Левантийского сдвига подтверждается направлением современных движений по данным GPS геодезии [Gomez et al., 2007]. Средний сегмент зоны сдвига, расположенный северней долины Хула, представлен крупным ограничивающим изгибом. Подобные изгибы вместе с ограничивающими уступами формируются при развитии внутренней структуры сдвиговой зоны [Прокопьев и др., 2004], образуя участки присдвигового локального сжатия (горсты). Характер структуры и наличие высоких скоростей перемещений по разломам, обеспечивающих сжатие в пределах среднего сегмента [Gomez et al., 2007], позволяют в целом охарактеризовать его как крупный горст. Он выделяется относительно высокими отметками рельефа (рис. 5.1), что полностью соответствует закономерностям, установленным в ходе лабораторных экспериментов. Северный сегмент природной разломной зоны имеет преимущественно сдвиговый характер смещения с незначительной компонентой сжатия [Gomez et al., 2007] или растяжения [Mart et al., 2005]. Как следствие, он представлен средними отметками высот, подобно участкам

экспериментальной модели с воздействием на ее рельеф формирующегося магистрального сместителя (рис. 4.2, Б).

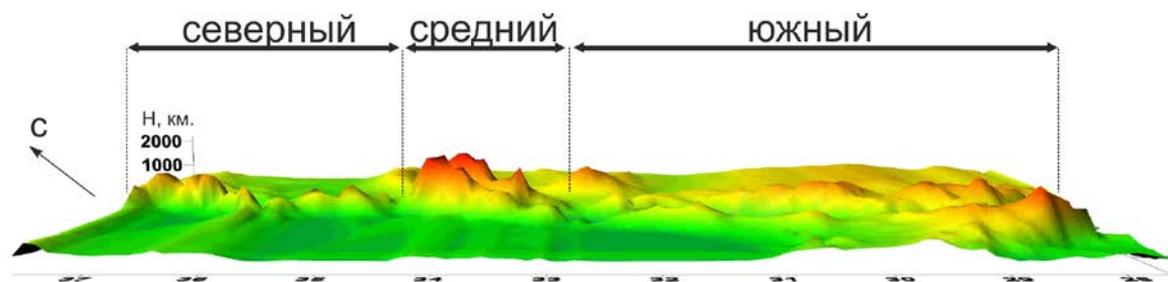


Рис. 5.1. Объемная цифровая модель рельефа левостороннего Левантийского сдвига, в зоне влияния которого выделяются три сегмента.

Распределение градиента рельефа для Левантийского сдвига неравномерно и делится на несколько продольно вытянутых кулисных участков относительно оси разломной зоны. Участки соотносятся с южным, средним и северным сегментами, выделенными в рельефе и описанными ранее. Отличительной особенностью является деление южного сегмента Левантийского сдвига в поле градиента рельефа еще на два участка (рис. 5.2, Б). В целом зона разлома в поле градиента отражается повышенными значениями (значения больше их среднего уровня), но, в отличие от эксперимента, ее основные структуры растяжения – бассейны пулл-апарт (Залив Акаба и Мертвое море) – представлены минимумами градиента, что связано с тем, что они заполнены водой и осадками (рис. 5.2, Б). Поле повышенных значений градиента рельефа практически непрерывно, что соответствует распределению параметра на стадии полного разрушения, исходя из анализа подобных данных при физическом эксперименте (рис. 4.3, Б). Продольно вытянутые участки градиента рельефа соотносятся с областями высокой плотности линеаментов, а переходы между этими участками – с областями низкой плотности (рис. 5.2, Б и В).

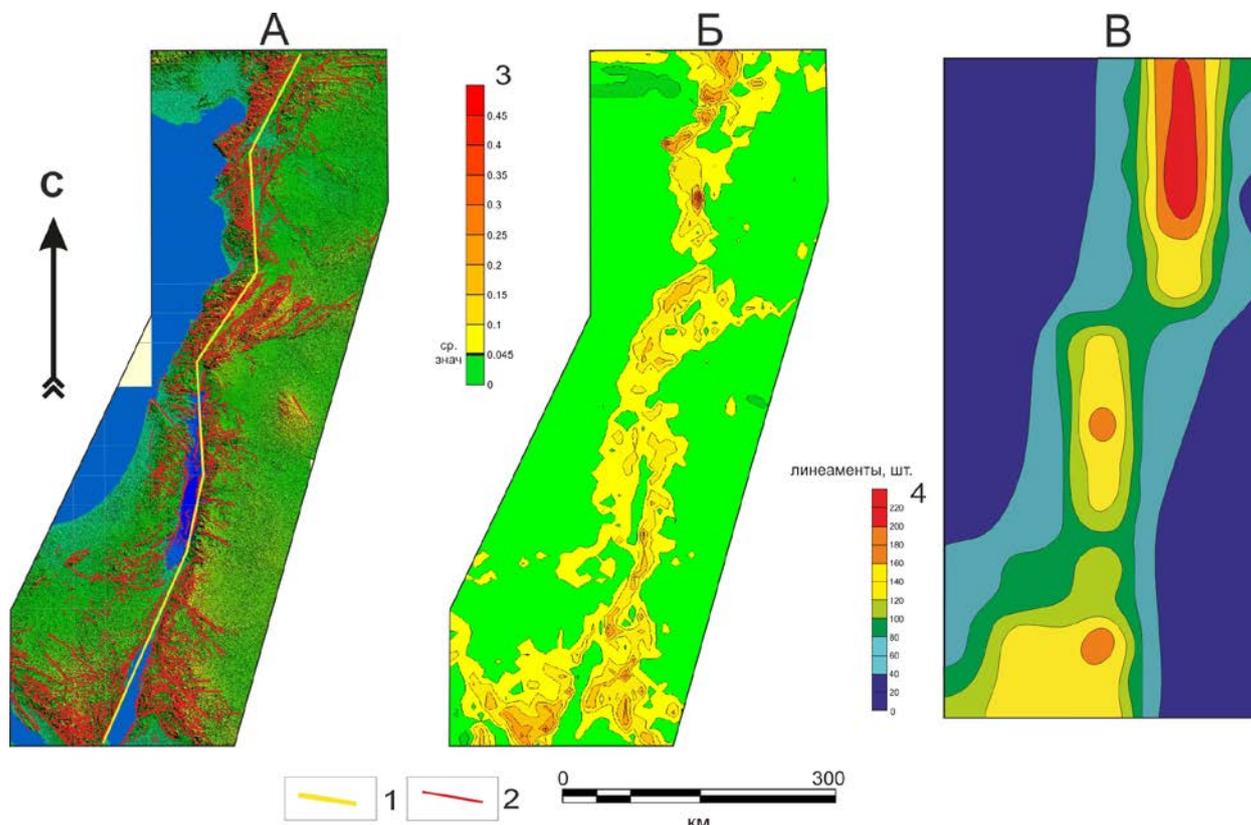


Рис. 5.2. Цифровая модель рельефа с линеаментами (А), распределения градиента рельефа (Б) и плотности линеаментов (В) для зоны Левантийского сдвига.

1 – магистральный сместитель зоны; 2 – линеаменты; 3 – шкала градиента рельефа с выделенным уровнем его среднего значения; 4 – шкала плотности линеаментов.

Исследование ориентировок максимумов градиента рельефа Левантийского сдвига (рис. 5.3, А) показало, что в зоне преобладают направления, соответствующие перемещениям по разрывам R типа и магистральному сместителю, а также связанные с формированием участков присдвигового сжатия. Эти выводы хорошо согласуются с данными лабораторного эксперимента при средней вязкости пасты и низкой скорости деформирования, представленного на рисунке 5.3, Б. Отличительной особенностью является слабое выражение направлений, связанных с разломами R' типа, что, скорее всего, обусловлено их слабым отражением в рельефе или влиянием экзогенных процессов.

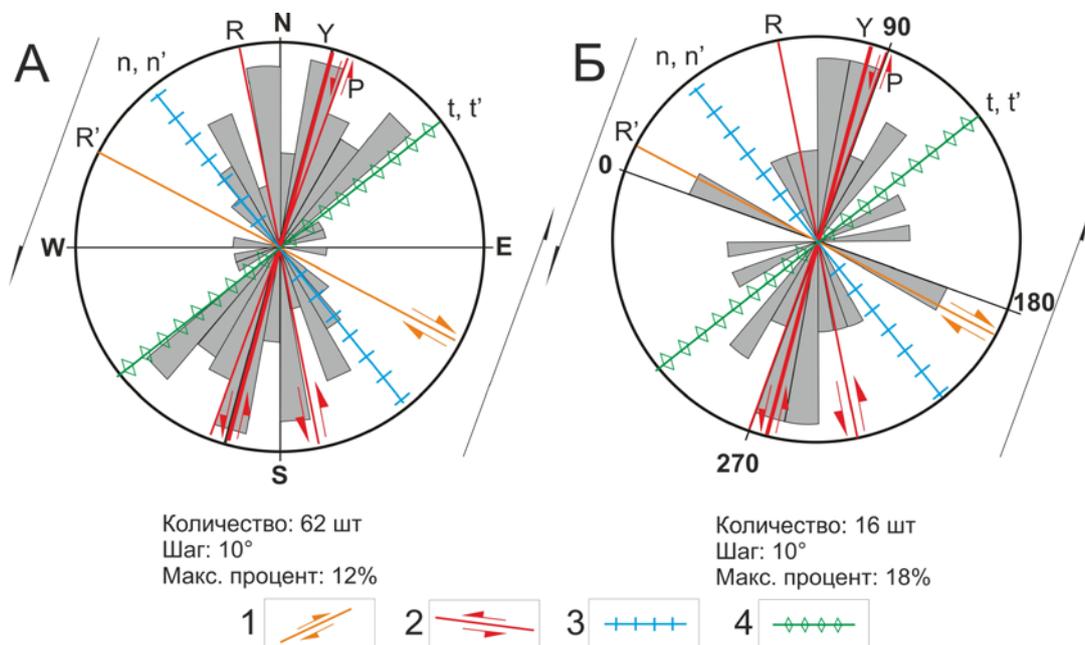


Рис. 5.3. Роза-диаграмма ориентировок максимумов градиента рельефа для зоны Левантийского сдвига (А) и роза-диаграмма ориентировок максимумов градиента рельефа для экспериментальной модели зоны левого сдвига (Б) с наложенным эталонным парагенезисом разрывов 2-го порядка.

1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – сбросы; 4 – взбросы и надвиги.

Таким образом, анализ рельефа Левантийского сдвига показал его высокую зависимость от сформированной на новейшем этапе тектоногенеза внутренней структуры разломной зоны. При анализе закономерностей связи рельефа и структуры природной зоны сдвига привлекались аналогичные данные, полученные при проведении физических экспериментов. В результате удалось показать закономерное отражение всей зоны Левантийского сдвига и отдельных элементов ее структуры в рельефе и поле градиента, а также установить вероятные условия ее развития, исходя из анализа лабораторных опытов.

### Сдвиг Сан-Андреас

Анализ рельефа и структуры сдвиговой зоны Сан-Андреас во многом подтвердил закономерности, выделенные при интерпретации данных физического моделирования. Зона сдвига отчетливо выделяется на цифровой модели рельефа структурой по типу хребта или серией параллельно простирающихся хребтов (рис. 5.4). Ширина хребтов относительно их длины небольшая, похожий рельеф образуется в физическом

эксперименте при быстрой скорости деформирования (рис. 4.9). Распределение высотных отметок по простиранию зоны неравномерно и представлено тремя различными по морфологии сегментами: двумя с относительно средними значениями высот и одним с горным рельефом (рис. 5.4 и 5.5, А). Первая группа описанных сегментов формируется преимущественно в сдвиговом геодинамическом режиме, тогда как горный участок образован в условиях транспрессии на ограничивающем изгибе, что в общих чертах подобно строению зоны Левантийского сдвига, описанной выше. Стоит отметить, что в целом зону сдвига Сан-Андреас принято разделять на 10 различных сегментов [Gizzi, 2015], каждый из которых состоит из еще более мелких частей, а также включает соседние сдвиговые зоны большего ранга по отношению к основному разлому.

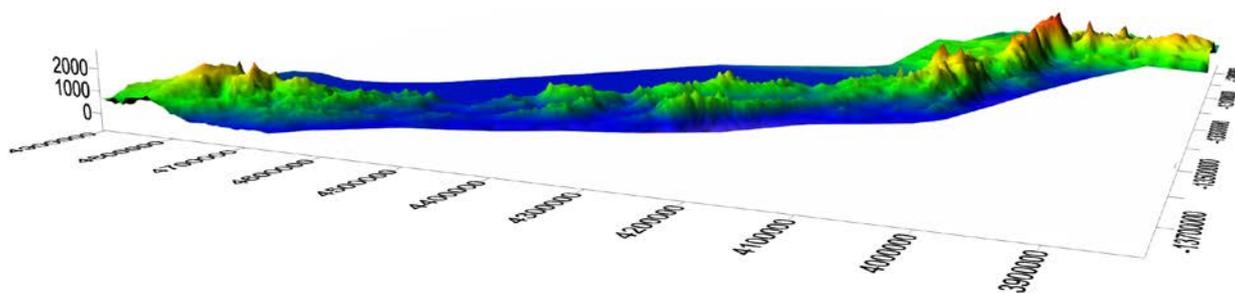


Рис. 5.4. Объемная цифровая модель рельефа правосторонней зоны сдвига Сан-Андреас.

Распределение градиента рельефа для зоны разлома Сан-Андреас неравномерно и делится на несколько продольных участков, вытянутых по направлению простирания природной сдвиговой зоны (рис. 5.5, Б). Положение участков градиента и сегментов, выделенных ранее в морфологии разломной зоны, тесно коррелируют между собой. В целом зона разлома в поле градиента отражается значениями, превышающими среднее арифметическое. Поле повышенных значений неравномерно и непрерывно, что соответствует распределению параметра на стадии полного разрушения. Неравномерность проявления областей повышенных значений обусловлена влиянием отдельных разнотипных разломов и структур 2-го порядка, составляющих их обобщенный парагенезис для сдвиговой зоны. Магистральный сместитель сдвиговой зоны, участок

присдвигового сжатия, а также некоторые сопряженные разломы выделяются максимумами градиента. Продольно вытянутые участки градиента рельефа местами совпадают с областями высокой и низкой плотности линеаментов (рис. 5.5, В).

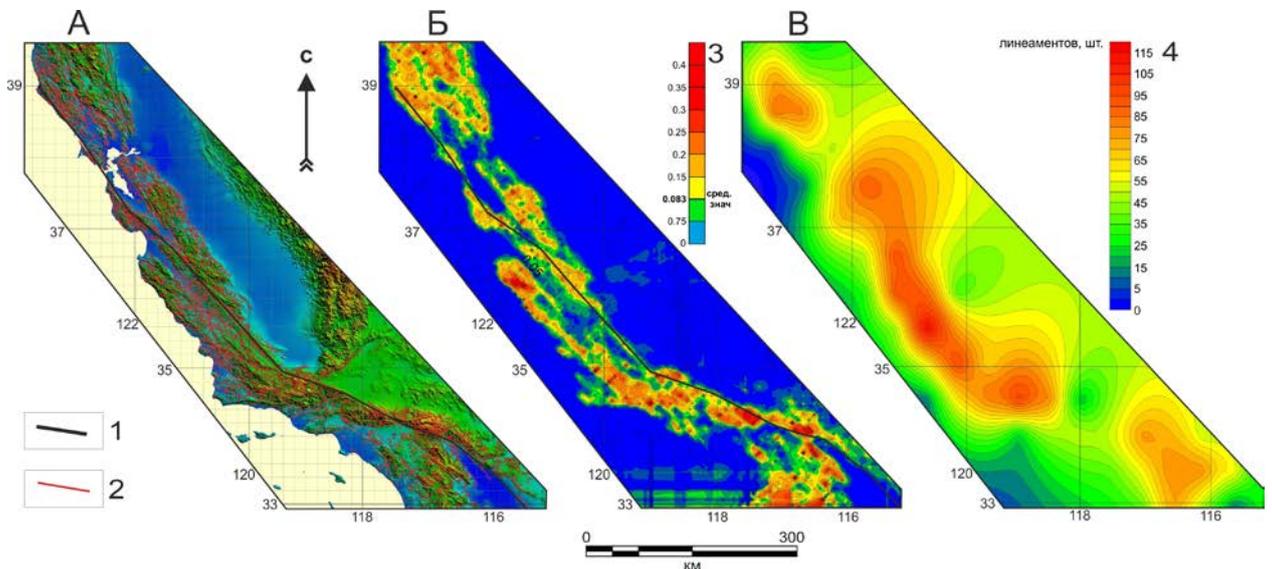


Рис. 5.5. Цифровая модель рельефа с линеаментами (А), распределения градиента рельефа (Б) и плотности линеаментов (В) для зоны правого сдвига Сан-Андреас. 1 – магистральный сместитель зоны; 2 – линеаменты рельефа; 3 – шкала градиента рельефа с выделенным уровнем его среднего значения; 4 – шкала плотности линеаментов.

Исследование ориентировок максимумов градиента рельефа показало, что в зоне разлома Сан-Андреас (рис. 5.6, А) преобладают направления, соответствующие перемещению по магистральному сместителю и разломам R типа. Также отчетливо выражены направления, связанные с разрывами R' типа, формированием участков сжатия и растяжения. При этом азимуты направлений всех перечисленных разрывных структур смещены ближе к магистральному шву зоны разлома (рис. 5.6, А). При проведении лабораторных экспериментов такая особенность была характерна для опытов, проведенных при высокой скорости деформирования (рис. 5.6, Б). При медленной скорости (рис. 5.6, В) углы между простиранием описанных структур значительно больше, что, по-видимому, объясняется меньшим влиянием пластических деформаций. Различие скоростей хорошо соотносится с данными GPS-геодезии, полученными при исследовании обеих зон разломов: Левантийской и Сан-Андреас. Средняя скорость сдвига

по Левантийской зоне разлома составляет 3-4 мм/год [Gomez et al., 2007], по зоне Сан-Андреас – 20-30 мм/год [Murray et al., 2001; Becker et al., 2005; Романюк и др., 2013], что различается на величину около одного порядка, как и в проведенных нами экспериментах.

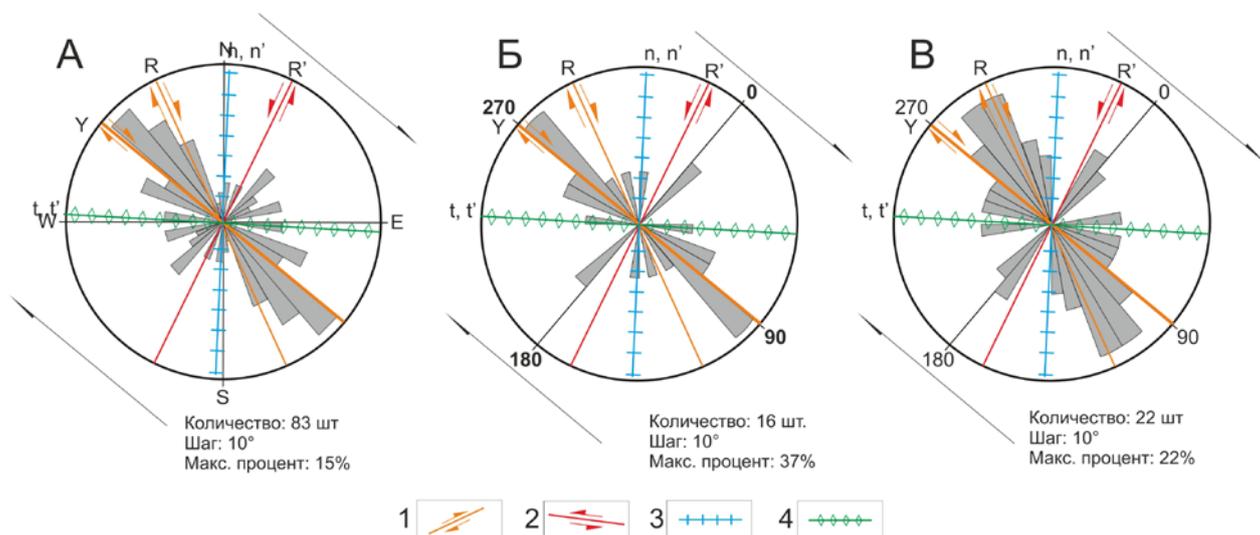


Рис. 5.6. Роза-диаграмма ориентировок максимумов градиента рельефа для зоны сдвига Сан-Андреас (А), роза-диаграмма ориентировок максимумов градиента рельефа для экспериментальной модели зоны правого сдвига при скорости 5 мм/мин (Б) и 0,5 мм/мин (В) с наложенным эталонным парагенезисом разрывов 2-го порядка.  
1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – сбросы; 4 – взбросы и надвиги.

Таким образом, анализ рельефа сдвиговой зоны Сан-Андреас показал его отчетливую связь с внутренним строением дизъюнктива. Сопоставление природных и экспериментальных материалов позволяет сделать вывод об общности закономерностей отражения внутреннего строения сдвигов в рельефе.

### 5.1.2 Сдвиговые зоны высокого ранга

#### Бугульдейский сдвиг

Разломная зона расположена в центральном Прибайкалье (рис. 5.8, А), она имеет протяженность на север около 50 км и является структурой 2-го ранга по отношению к Байкальскому рифту. Исходя из данных геолого-структурных наблюдений и анализа линеаментов, Бугульдейский разлом по кинематическому типу может являться как левосторонней (на раннепалеозойском этапе), так и правосторонней (на рифтовом этапе)

сдвиговой зоной [Черемных и др., 2018]. В рамках данной работы изучена ее наиболее выраженная в рельефе южная часть, где магистральный сместитель ориентирован субмеридионально (азимут  $358-2^\circ$ ).

Анализ рельефа Бугульдейского сдвига показал его сложное структурное выражение как в высотных отметках, так и в распределении градиента рельефа. Тем не менее, многие закономерности, выделенные при проведении экспериментов, подтверждаются при более детальном рассмотрении материалов по природному объекту. Зона Бугульдейского сдвига представлена впадиной (долиной), один борт которой имеет крутой склон, а другой – пологий (рис. 5.7). Подобное отражение в рельефе соответствует отдельным опережающим сдвигам на поверхности модели, деформированной в лабораторных условиях (рис. 4.5).

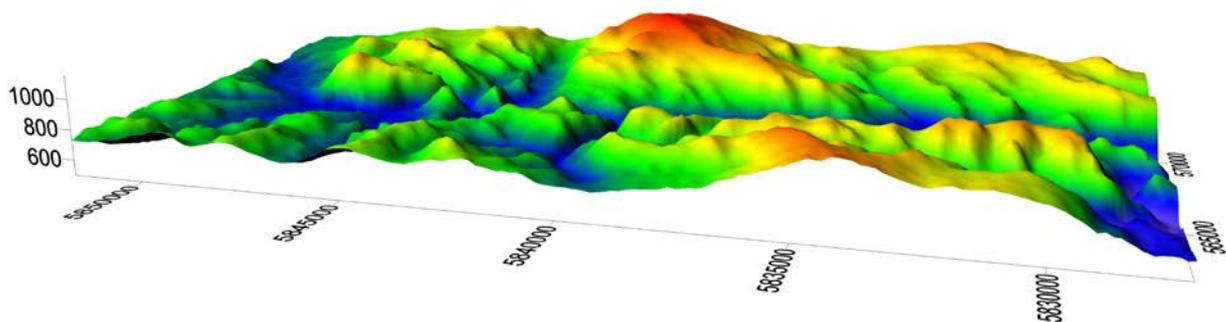


Рис. 5.7. Объемная цифровая модель рельефа правостороннего Бугульдейского сдвига

В отличие от рельефа его градиент значительно лучше отображает границы разломной зоны и отдельные элементы ее внутренней структуры. В поле градиента рельефа зона Бугульдейского сдвига, как и подобные структуры в эксперименте, отражается значениями, превышающими их средний уровень (рис. 5.8). Однако при этом уровень средних значений не отображает четких границ разломной зоны, что, скорее всего, связано с высоким рангом разлома, и, как следствие, его большей зависимостью от влияния экзогенных процессов. Дальнейший анализ показал, что уточнить границы Бугульдейской зоны сдвига, а также выделить в поле градиента участки с высокими

значениями параметра получается с использованием уровней среднего значения с прибавлением одного и двух стандартных отклонений (сред. знач. +  $\sigma$  и +  $2\sigma$ ) (рис. 5.8, В).

Распределение градиента рельефа неравномерно и отчетливо делится на несколько однотипных кулисных сегментов. Направление кулис в осевой части зоны сдвига указывает на левостороннее смещение крыльев, при котором ориентированные в СЗ направлении области со значениями градиента больше сред. +  $\sigma$  должны отражать разрывы R типа и участки присдвигового растяжения. С другой стороны, в зоне разлома проявлены области повышенных значений градиента, удалённые от осевой части и имеющие СВ простирание (рис. 5.8, В), что может свидетельствовать о правостороннем смещении крыльев. Подробнее разобраться в этом вопросе позволяет анализ ориентировки максимумов градиента (рис. 5.9) и данные геолого-структурных наблюдений (замеры трещиноватости пород), выполненные во время полевых работ (рис. 5.8, Б).

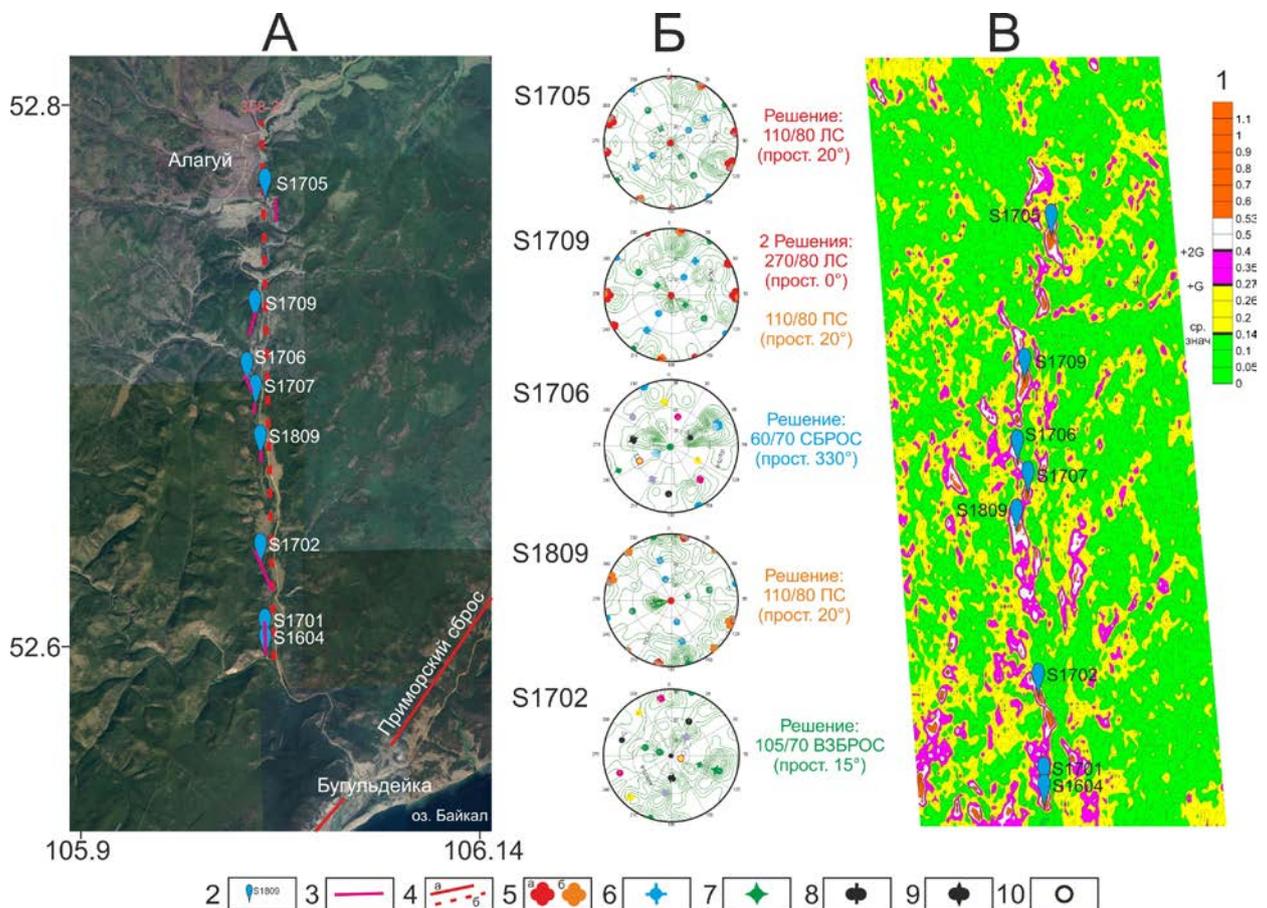


Рис. 5.8. Результаты изучения Бугульдейской правосторонней сдвиговой зоны. Космоснимок исследуемого участка зоны разлома (А), круговые диаграммы и полученные для них решения в точках геолого-структурных наблюдений (Б), распределение градиента рельефа (В).

1 – шкала величин градиента рельефа (уровень среднего значения, стандартного и двух стандартных отклонений); 2 – места массовых замеров трещиноватости горных пород; 3 – ориентировки крупных максимумов градиента рельефа; 4 – магистральные сместители Приморского сброса (а) и Бугульдейского сдвига (б); 5 – полюсы левых (а) и правых (б) сдвиговых сместителей 1-го (крупные) и 2-го (мелкие) порядка; 6 – полюсы сбросовых сместителей 1-го (крупные) и 2-го (мелкие) порядка; 7 – полюсы надвиговых (взбросовых) сместителей 1-го (крупные) и 2-го (мелкие) порядка; 8 – полюсы сбросо-сдвигов 2-го порядка (полюсы соответствующего тройственного парагенезиса показаны одним цветом); 8 – полюсы взбросо-сдвигов 2-го порядка (полюсы соответствующего тройственного парагенезиса показаны одним цветом); 10 – положение полюса второстепенной или дополнительной системы тройственного парагенезиса трещин (цвет знака соответствует цвету главной системы тройственного парагенезиса)

Методика построения и анализа диаграмм, подобных рис. 5.8, Б, подробно представлена в работе [Семицкий, 2014].

Исследование ориентировок максимумов градиента у зоны Бугульдейского сдвига (рис. 5.9) показало сложную картину отражения отдельных элементов ее внутренней структуры на розе-диаграмме. Ориентировки максимумов общей розы-диаграммы (рис. 5.9, А), построенной по всей области отражения зоны сдвига в поле градиента, согласуются с парагенезисом правосторонней сдвиговой зоны. При этом максимально проявленное направление  $0-10^\circ$  совпадает по ориентировке с простиранием магистрального сместителя зоны сдвига. В этот же диапазон входят сопряженные разломы Р типа. Менее проявленное направление  $30-40^\circ$  соответствует перемещениям по разрывам R типа и присдвиговому растяжению, а также их комбинированному типу, что часто встречалось при моделировании. Также достаточно хорошо проявлено направление  $320-350^\circ$ , которое при правостороннем сдвиге должно отражать дуплексы сжатия. Широкий разброс большого количества ориентировок максимумов  $320-350^\circ$  на общей розе-диаграмме может свидетельствовать о более древнем левостороннем смещении крыльев зоны, что дополнительно подтверждается расположением кулис градиента рельефа в ее осевой части. Это подтверждается при отдельном анализе роз-диаграмм ориентировки максимумов центральной части зоны сдвига (рис. 5.9, Б) и ее краевых частей (рис. 5.9, В).

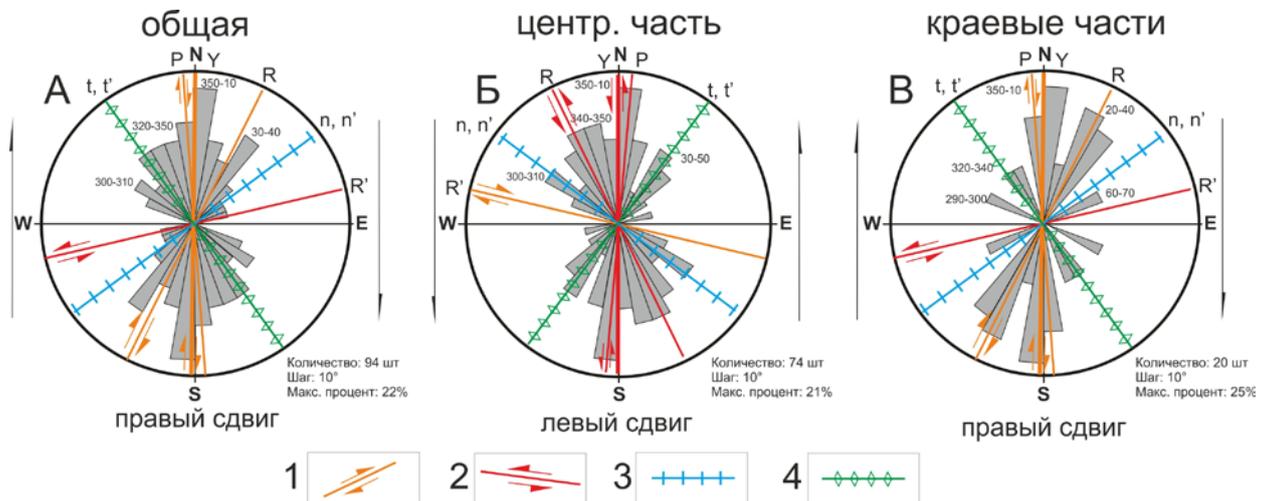


Рис. 5.9. Роза-диаграмма ориентировок максимумов градиента рельефа для зоны Бугульдейского сдвига: общая (А), осевой части зоны (Б) и краевых частей (В) с наложенным эталонным парагенезисом разрывов 2-го порядка.  
1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – сбросы; 4 – взбросы и надвиги.

Из рисунка 5.9, Б видно, что для центральной части зоны положение магистрального сместителя остается неизменным –  $0-10^\circ$ . Правосдвиговые и левосдвиговые смещения по магистральному шву подтверждаются при анализе геолого-структурных наблюдений (рис. 5.8, Б). Менее проявленное направление максимумов градиента рельефа в центральной части имеет ориентировку  $340-350^\circ$  и отражает R тип разломов при левосдвиговой кинематике разломной зоны. В условиях левого сдвига эти и соседние ориентировки будут также отождествляться со сбросами, формирующимися в участках присдвигового растяжения. Также при левом сдвиге слабо проявленное направление  $30-50^\circ$  (рис. 5.9, Б) соотносится со взбросами при развитии участков сжатия. Сбросовые и взбросовые решения по данным геолого-структурных наблюдений в точках S1706 и S1702 совпадают с положением купных максимумов на карте распределения градиента рельефа (рис. 5.8, В), однако полученное в точке S1702 решение (взброс  $15^\circ$ ) отличается от ориентировки близко расположенного максимума градиента (рис. 5.8, Б и В).

Анализ розы-диаграммы для краевых частей поля градиента (рис. 5.9, В) показал отчетливое совпадение с парагенезисом правосторонней сдвиговой зоны. Выделяются ориентировки лучей, связанные с магистральным сместителем зоны и опережающими разломами R, n и n' типов. Направления, связанные с другими элементами внутренней

структуры зоны сдвига, слабо проявлены. Эти данные подкрепляются множеством удовлетворяющих им решений геолого-структурных наблюдений. В результате совокупного анализа трех роз-диаграмм кинематика Бугульдейского разлома определяется как правосторонняя зона сдвига на неотектоническом этапе с отражением предшествующего левостороннего смещения крыльев разлома на ранних этапах тектогенеза.

Таким образом, анализ рельефа Бугульдейского сдвига позволяет сделать вывод о его зависимости не только от новейшей правосдвиговой кинематики зоны, но и более раннего левосдвигового смещения крыльев разлома. При выделении закономерностей связи рельефа и внутренней структуры зоны разлома использовался опыт анализа экспериментальных данных, а также геолого-структурные наблюдения, полученные при полевых исследованиях на участках природной зоны сдвига. В результате комплексной интерпретации данных удалось установить общее отражение зоны сдвига и отдельных элементов ее внутренней структуры в рельефе и поле градиента.

#### **Участок «Сдвиг-2»**

Сдвиговая зона расположена в центральном Прибайкалье (Приольхонье) (рис. 5.10), простирается на 10 км в ССЗ направлении и является структурой высокого ранга по отношению к Байкальскому рифту. На геологической карте она представлена как сдвиг с левосторонним смещением крыльев [Федоровский и др., 2005]. Проведенные нами полевые исследования трещиноватости рыхлых и скальных пород также указывают на доминирование правосдвиговой компоненты смещения контактирующих блоков. В рамках данной работы изучена ее наиболее выраженная в рельефе центральная часть с размерами участка 1,8 x 0,8 км (рис. 5.11, А), где простираение магистрального сместителя составляет 339-343°.

Анализ рельефа сдвиговой зоны свидетельствует о сложном проявлении внутренней структуры дизъюнктива в высотных отметках и градиенте рельефа. Изучаемая

зона сдвига, подобно Бугульдейскому разлому, проявлена впадиной (долиной), СЗ борт которой имеет крутой склон, а ЮВ – пологий (рис. 5.10 и рис. 5.11, В). Такое отражение в рельефе, как отмечалось ранее, свойственно отдельному опережающему сдвигу на поверхности лабораторной модели.

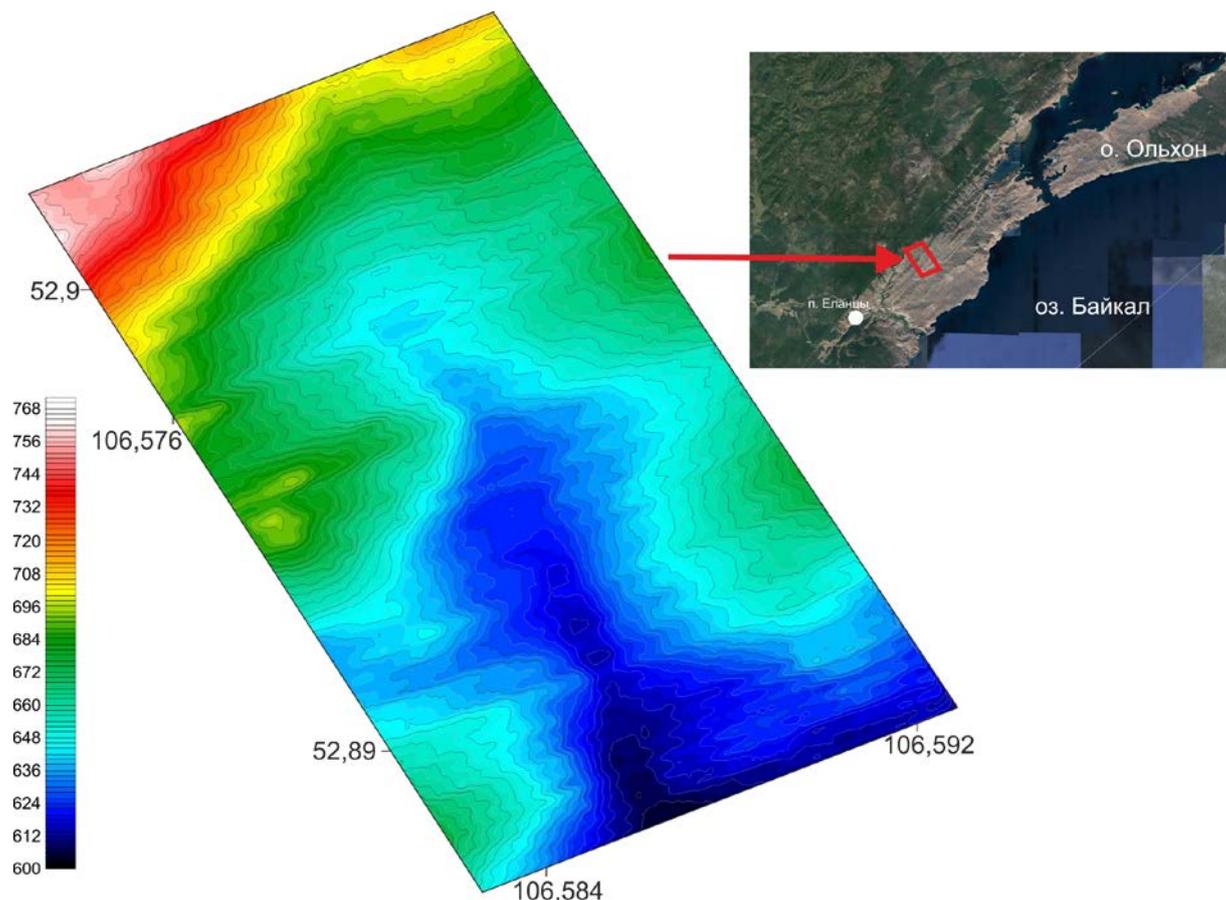


Рис. 5.10. Рельеф сдвиговой зоны на участке «Сдвиг-2».

Анализ распределения градиента рельефа (рис. 5.11, Г) позволил выделить примерные границы сдвиговой зоны, однако отчетливого их выражения в поле исследуемого параметра не наблюдается. Вероятно, это связано с большим влиянием экзогенных процессов на рельеф непротяженной разломной зоны, которая характеризуется небольшой амплитудой смещения и, как следствие, менее значительной рельефообразующей ролью, чем крупные сдвиги. Анализ всех изученных сдвиговых зон показал, что чем выше ранг и меньше размер зоны, тем хуже она выделяется в рельефе и градиенте. Это согласуется с основной закономерностью отражения разрывов в исследуемых распределениях, которая состоит в лучшем проявлении в рельефе сдвигов с

большими амплитудами смещений, что особенно отчетливо следует из данных моделирования.

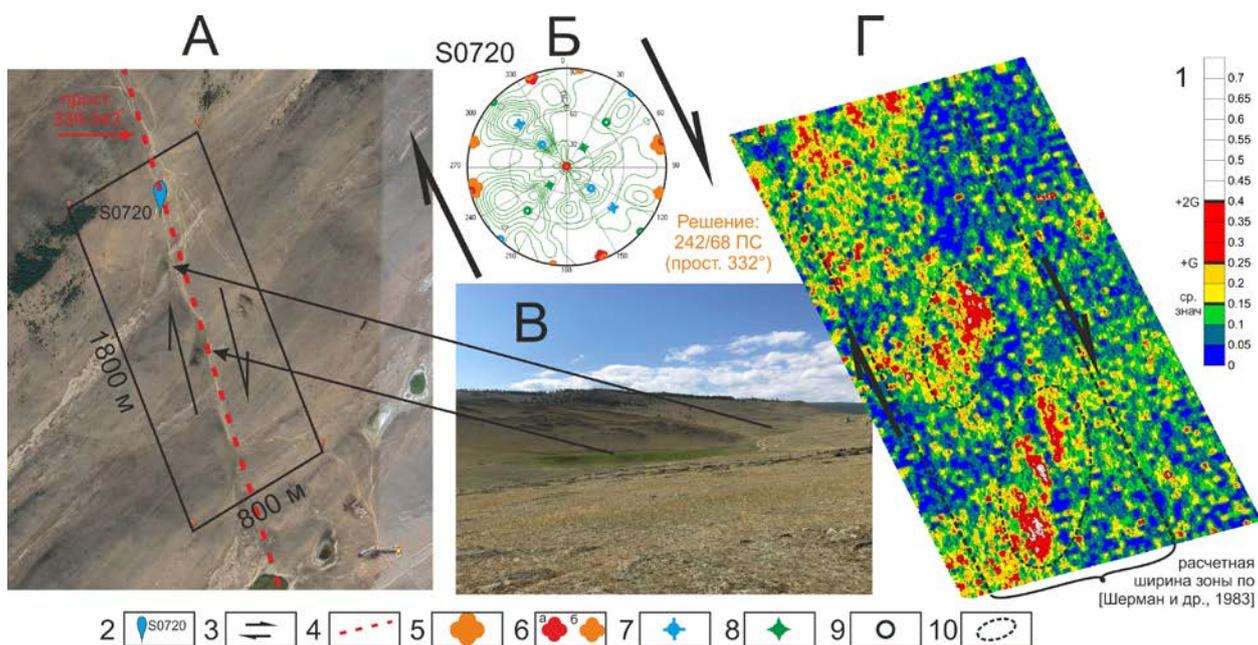


Рис. 5.11. Результаты изучения сдвиговой зоны на участке «Сдвиг-2».

Космоснимок исследуемого участка (А), круговая диаграмма трещиноватости и полученное на основе ее парагенетического анализа решение о кинематике разлома (Б), фотография исследуемого участка зоны разлома (В), распределение градиента рельефа (Г).

1 – шкала величин градиента рельефа (уровень среднего значения, стандартного и двух стандартных отклонений); 2 – место массового замера трещиноватости горных пород; 3 – относительное перемещение крыльев сдвиговой зоны; 4 – магистральный сместитель сдвиговой зоны; 5 – полюсы главного правосдвигового сместителя 1-го порядка; 6 – полюсы левых (а) и правых (б) сдвигов 2-го порядка; 7 – полюсы сбросов 2-го порядка; 8 – полюсы надвигов (взбросов) 2-го порядка; 9 – положение полюса второстепенной или дополнительной системы тройственного парагенезиса трещин (цвет знака соответствует цвету главной системы тройственного парагенезиса); 10 – сгущения максимумов градиента, отражающие кулисное строение сдвиговой зоны.

Несмотря на слабое отражение границ сдвиговой зоны на участке «Сдвиг-2» в поле градиента рельефа, его повышенные значения отчетливо выделяют кулисы разрывов, соответствующие правосдвиговому характеру смещения крыльев дизъюнктива. При этом повышенные значения исследуемого параметра с прибавлением одного и двух стандартных отклонений (сред. знач. +  $\sigma$  и +  $2\sigma$ ) подчеркивают те структурные направления в зоне сдвига, которые связаны с перемещениями по магистральному сместителю зоны и разрывам R типа, а также формированием участков присдвигового растяжения. На присутствие последних дополнительно указывают небольшие болотистые участки (рис. 5.11 А и В), ориентированные по направлению, характерному для участков

растяжения в зоне правого сдвига. Также правосдвиговый характер смещения крыльев разлома подтверждается в результате анализа трещиноватости в точке геолого-структурных наблюдений, расположенной в приосевой части зоны (рис. 5.11, Б).

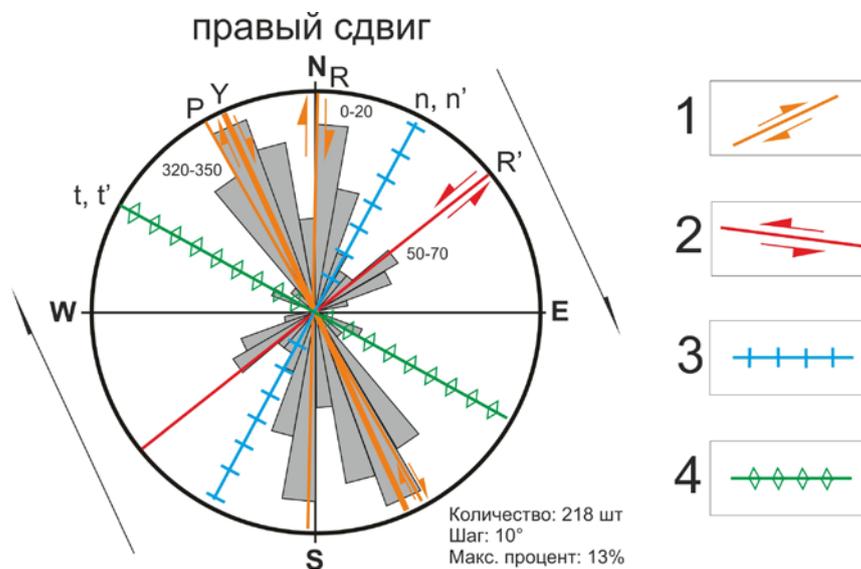


Рис. 5.12. Роза-диаграмма ориентировок максимумов градиента рельефа сдвиговой зоны на участке «Сдвиг-2» с наложенным эталонным парагенезисом разрывов 2-го порядка.  
1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – сбросы; 4 – взбросы и надвиги.

Детали внутренней структуры разломной зоны проанализированы на основе розы-диаграммы ориентировок максимумов градиента рельефа (рис. 5.12), которые в целом соответствуют парагенезису правосторонней сдвиговой зоны. Наиболее проявленное направление обусловлено перемещением по магистральному сместителю, а также субпараллельным ему разрывам Р типа. Несколько меньше проявлено направление, связанное с разрывами R типа и участками присдвигового растяжения. Направления максимумов градиента, обусловленные перемещениями по разрывам R' типа проявлены меньше остальных, что в совокупности соответствует выводам, полученным при физическом моделировании. Необходимо отметить, что более древнее левосдвиговое направление перемещения по разломам рассматриваемой зоны никак не проявило себя в выделившихся направлениях максимумов градиента рельефа. Тем не менее, подвижки левого знака на участке исследований можно отчетливо проследить по характерному смещению горных пород в пределах сдвиговой зоны, заметному из космоса (рис. 5.11, А).

Таким образом, анализ рельефа сдвиговой зоны на участке «Сдвиг-2» показал его зависимость от правосдвиговых перемещений по разрывам, составляющим ее внутреннюю структуру. Эти смещения соответствуют молодому рифтовому полю напряжений с осью растяжения, ориентированной в направлении СЗ-ЮВ. Именно поэтому на данном примере удалось подтвердить закономерности отражения в рельефе структурных элементов зон сдвига, выявленные при моделировании.

## **5.2 Разломные зоны сбросового типа**

Сбросы являются основным кинематическим типом разломов в БРЗ, структура которой формируется при существенной роли растяжения. Большинство сбросовых зон располагается на плечах ее центрального сегмента – Байкальского рифта, разноранговые разломы которого и стали природными объектами проведенных исследований. Границы сбросовых зон и состояние их внутренней структуры были уточнены в рамках комплексных геолого-геофизических работ по трансекту Шертой – Красный Чикой [Семинский и др., 2013] (рис. 5.13). Изученные разломные зоны хорошо подходят для сравнения с лабораторными моделями, деформируемыми в условиях растяжения.

Для удобства описания и анализа рельефа разломных зон Байкальского рифта была использована их ранговая классификация, представленная в работе [Семинский и др., 2013]. Классификация включает четыре иерархических уровня разломных зон в зависимости от масштаба и ранга: глобальный, трансрегиональный, региональный и локальный. Зоны первых трех уровней с протяженностью десятки и сотни километров в данной работе относятся к крупным дизъюнктивам, описанным в разделе 5.2.1. Сбросовые зоны локального уровня с длиной в первые километры относятся к небольшим локальным разломам высокого ранга, представленным в разделе 5.2.2.

### 5.2.1 Сбросовые зоны главного ранга

Структура Байкальского рифта включает разноранговые сбросовые зоны, изученные многими предшественниками [Флоренсов, 1960; Ламакин, 1968; Ружич, 1972; 1981; 1997; Логачев, Флоренсов, 1977; Шерман, Леви, 1978; 1981; Шерман, Днепровский, 1989; Геология и сейсмичность..., 1984; Уфимцев, 1984; 1992; 2009; Рассказов, 1993; Саньков и др., 1996; Леви и др., 1997; Логачев, 1999; 2003; Аржанникова, Гофман, 2000; Мац и др., 2001; Саньков и др., 2003; Лухнев и др., 2006; 2010; Уфимцев и др. 2006; 2009; Лунина и др., 2009; 2010; Семинский, 2009; Мац, 2012; 2015; Семинский и др., 2013; Корольков, 2016; Щетников, 2016а; Рассказов, Чувашова, 2018; и др.], а также комплексом геолого-геофизических методов в рамках собственных исследований с коллегами [Семинский и др., 2013].

На начальном этапе анализа иерархия элементов разломной сети рифта была на основе критериев подобия сопоставлена со сбросовыми зонами и отдельными разрывами, формирующимися в условиях физического эксперимента. Природными аналогами структур, воспроизведенных при моделировании, являются межблоковые и разломные зоны Байкальского рифта, которые, согласно принятой нами классификации [Семинский и др., 2013], подразделяются на три иерархических уровня. К *глобальному уровню* относятся плечи Байкальского рифта и рифтовая впадина оз. Байкал, составляющие в совокупности Байкальскую межблоковую зону (рис. 5.13, Б и В). Этому масштабному уровню соответствует зона растяжения, формирующаяся во всем объеме экспериментальной модели (рис. 4.15, А и Б). К *трансрегиональному уровню* следует относить Обручевскую, Черско-Баргузинскую, Джида-Витимскую сбросовые разломные системы. В модели им соответствуют сбросовые зоны, образующиеся на бортах структуры растяжения. *Региональный уровень* представляют крупные сбросовые зоны – Приморская, Морская, Бортовая и др. Данный иерархический уровень соответствует отдельным разрывам на поверхности модели, например, магистральному сместителю экспериментальной сбросовой зоны.

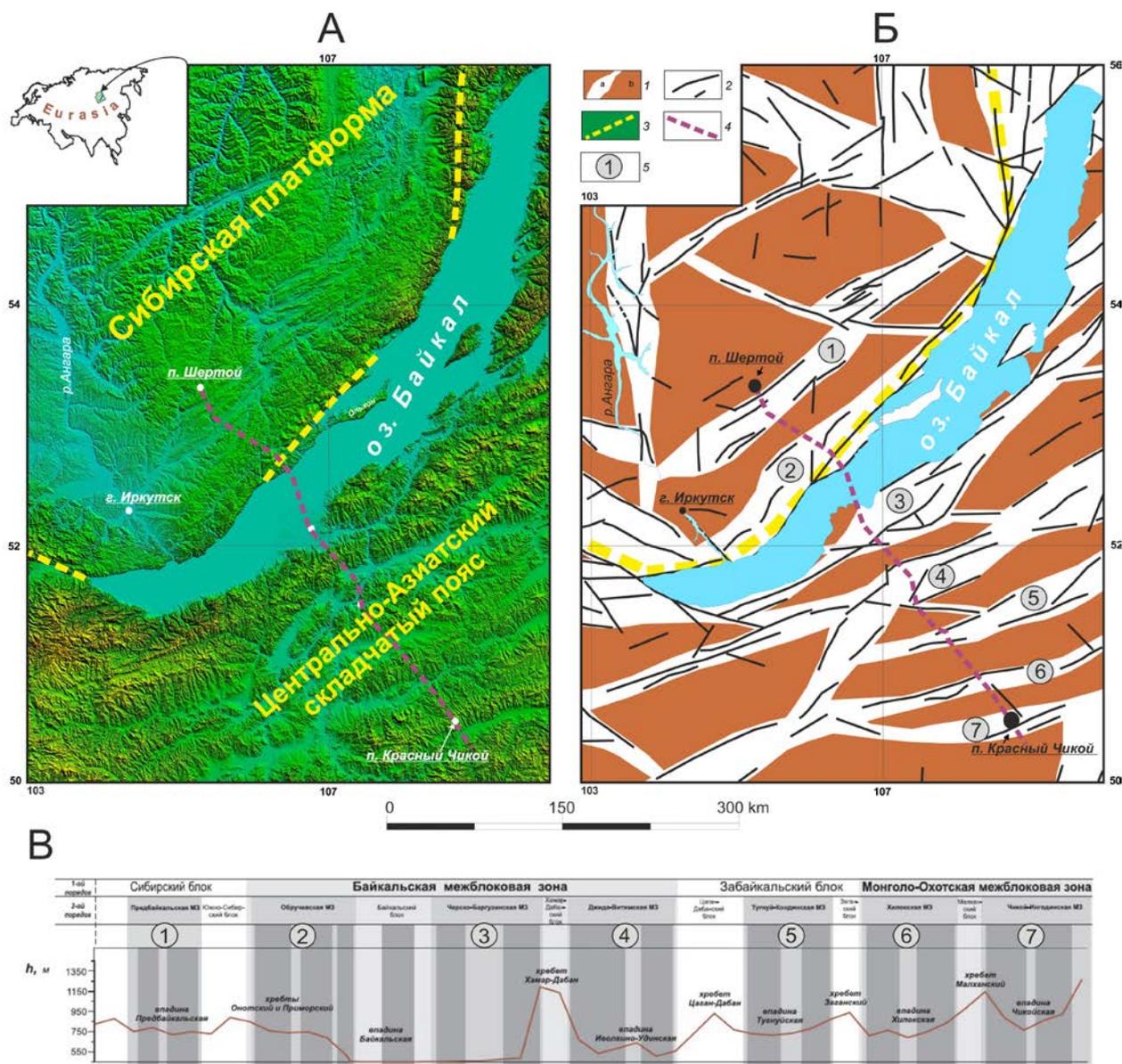


Рис. 5.13. Результаты предшествующих исследований структуры БРЗ по трансекту Шертой – Красный Чикой [Семинский и др., 2013]. Трехмерная модель рельефа (А), схема зонно-блоковой структуры земной коры (Б), рельеф и иерархия межблоковых зон земной коры Прибайкалья и Западного Забайкалья (В).

1 – межблоковые зоны (а) и блоки (б); 2 – разломы, отчетливо выраженные линеаменами рельефа; 3 – краевой шов Сибирской платформы; 4 – линия трансекта геолого-геофизических исследований; 5 – межблоковые зоны: 1 - Предбайкальская, 2 - Обручевская, 3 - Черско-Баргузинская, 4 - Джидо-Витимская, 5 - Тугнуй-Кондинская, 6 - Хилокская, 7 - Чикой-Ингодинская.

В рельефе Байкальский рифт представлен грабеном, являющимся частью Байкальской рифтовой зоны (рис. 5.13, А и В). Основные перемещения в результате рифтогенеза приурочены к центральной впадине, заполненной водами оз. Байкал, и бортам рифта, где происходят преимущественно сбросовые подвижки. Сбросовые

разломные системы, слагающие плечи рифта, как правило, представлены в рельефе серией крупных уступов с различным падением относительно оси рифта. Так, зона Обручевского сброса на СЗ борту рифта и Черско-Баргузинская зона на ЮВ имеют встречное падение и обрамляют впадину озера Байкал, образуя грабен.

Анализ распределения градиента рельефа показал, что Байкальская межблоковая зона выделяется повышенными значениями параметра, превышающими их среднее значение (рис. 5.14). Территории, примыкающей к рифту с северо-запада, соответствуют существенно меньшие значения градиента. В южной части исследуемого региона, юго-восточнее границы рифта имеет место полоса пониженных градиентов, которые затем увеличиваются в Монголо-Охотской межблоковой зоне (рис. 5.13, В), сопоставимой по рангу с Байкальской. Таким образом, границы зоны растяжения первого ранга отчетливо отражаются в поле градиента рельефа.

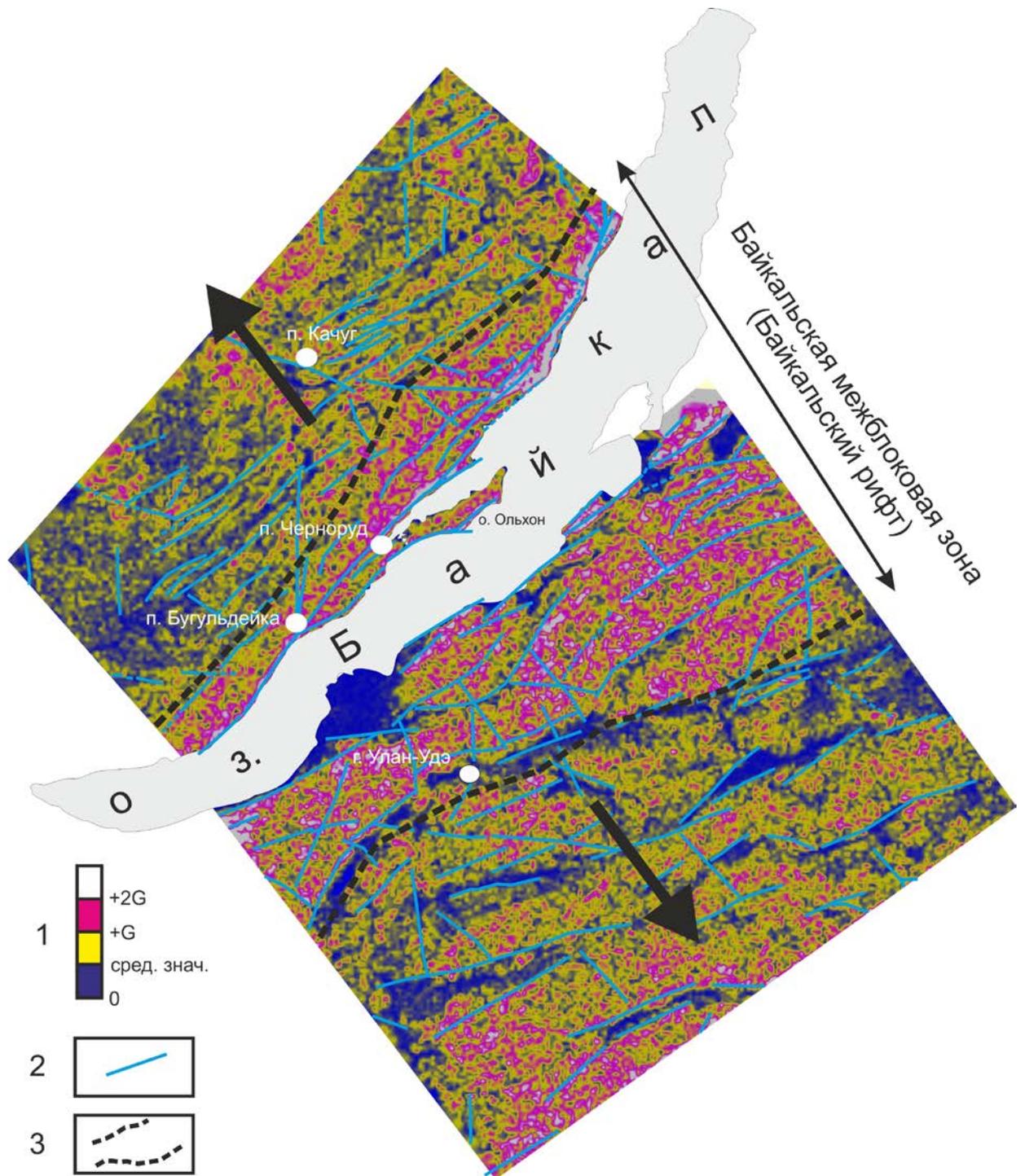


Рис. 5.14. Распределение градиента рельефа для СЗ и ЮВ флангов Байкальского рифта с крупными линеаментами.

1 – шкала величин градиента рельефа (уровень среднего значения, стандартного и двух стандартных отклонений); 2 – крупные линеаменты; 3 – границы Байкальской межблоковой зоны.

Распределение градиента рельефа в границах Байкальской межблоковой зоны неравномерно, с двумя участками повышенных значений (СЗ и ЮВ борта рифта), разделенных центральной впадиной. Средние значения градиента одинаковы на обоих бортах рифта, при этом СЗ борт включает значительные платформенные территории с

низкими величинами рассматриваемого параметра. В отличие от средних, максимальные значения градиента на СЗ борту значительно превосходят таковые на ЮВ. Эти два фактора могут служить доказательством больших амплитуд вертикальных перемещений СЗ борта относительно ЮВ. Это хорошо соотносится с данными физического моделирования, где на подвижном и неподвижном штампах установки «Разлом» формировались зоны с различной интенсивностью вертикальных смещений. В природной обстановке неподвижному штампу будет соответствовать СЗ борт, а подвижному – ЮВ, что в свою очередь не противоречит современным данным GPS геодезии [Лухнев и др., 2006; 2013]. При общем перемещении Сибирской и Амурской плит на ЮВ, последняя движется быстрее, образуя, тем самым, структуру растяжения.

В распределении градиента рельефа каждого плеча Байкальского рифта, исходя из анализа лабораторных экспериментов, должны отражаться крупные сбросовые системы и разломные зоны второго и большего ранга с различным падением относительно центральной впадины. Однако, как видно на рисунке 5.14, выделить зоны высокого ранга в распределении градиента рельефа весьма проблематично. Попытка их выявления была сделана на основе анализа графика изменений градиента рельефа по профилю проведенных ранее геолого-геофизических исследований на ЮВ борту Байкальского рифта [Черемных, Каримова, 2018]. Изучалась связь выделенных ранее [Семинский и др., 2013] границ разноранговых разломных зон с величинами градиента. Исследования показали, что разломные зоны Байкальского рифта значительно лучше отражаются значениями градиента рельефа с прибавлением одного и двух стандартных отклонений (сред. знач.  $+\sigma$  и  $+2\sigma$ ). В соответствии с результатами проведенного анализа была скорректирована методика построения и предварительного анализа карт градиента рельефа для изучаемой территории [Черемных, Каримова, 2018]. Была изменена плотность сети измерений градиента; в его распределениях выделялись участки, отождествляемые в дальнейшем с зонами растяжения и относительно ненарушенными территориями (слабо деформированные блоки внутри сбросовых систем), на основе

повышенных значений (сред. знач. + G) и построенной сети линеаментов двух иерархических уровней. Карта разломно-блокового строения Байкальского рифта, полученная с помощью применения этой методики анализа распределений градиента рельефа, представлена на рисунке 5.15.

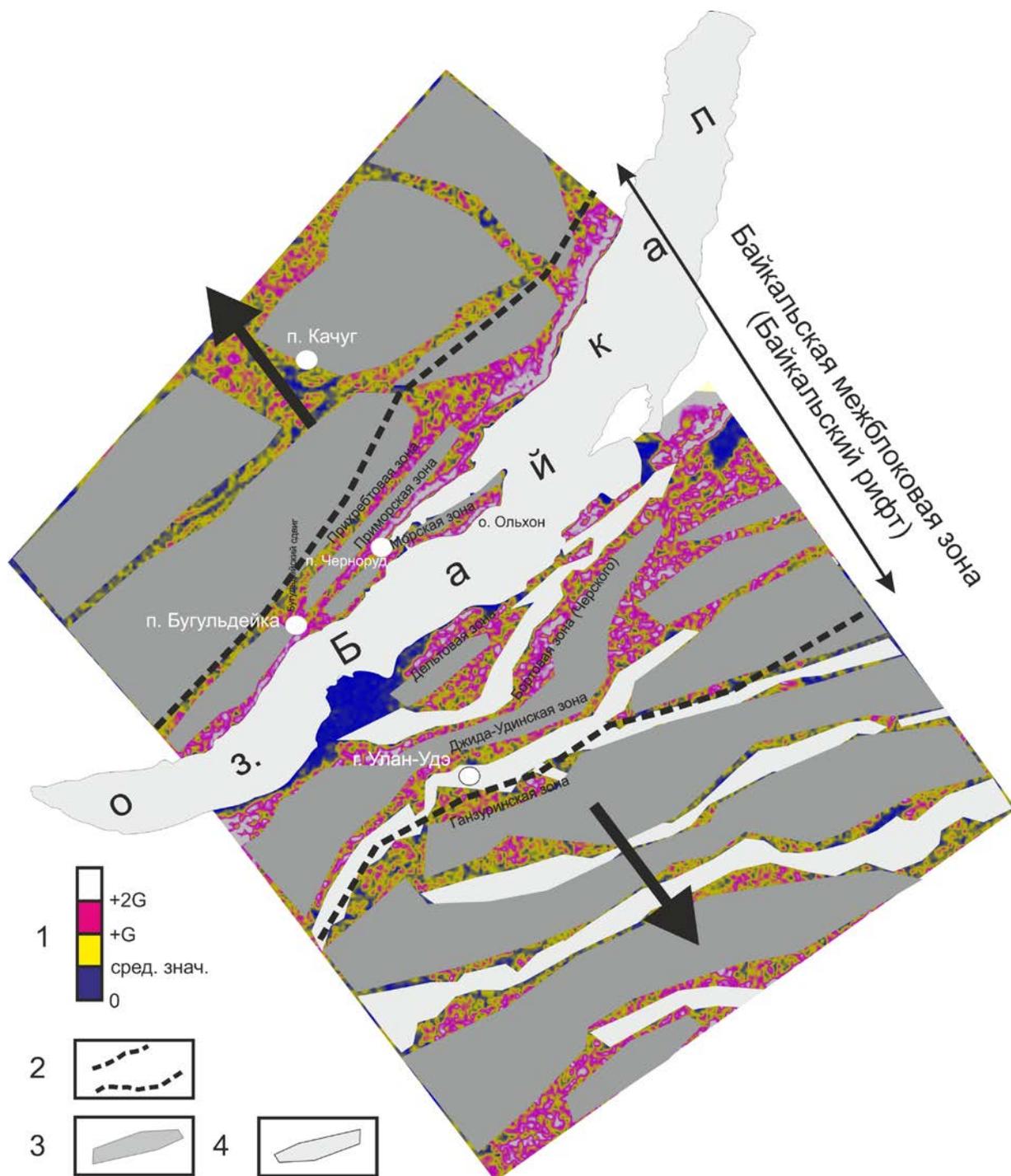


Рис. 5.15. Схема разломно-блокового строения центральной части Байкальского рифта, построенная на основе анализа градиента рельефа.

1 – шкала величин градиента рельефа (уровень среднего значения, стандартного и двух стандартных отклонений); 2 – границы Байкальской межблоковой зоны; 3 – блоки; 4 – впадины.

Детальный анализ бортов Байкальской межблоковой зоны позволил установить ряд специфических особенностей отражения внутренней структуры дизъюнктивных зон более высокого ранга в поле градиента рельефа. Распределение градиента в пределах Байкальского рифта неравномерно в поперечном и продольном направлениях. Неравномерность отражается в изменении величины параметра и связана со сбросовыми системами и зонами различного ранга. На СЗ борту в структуре Байкальской межблоковой зоны выделяется Обручевская система сбросов 2-го ранга, на ЮВ – Черско-Баргузинская и Джида-Витимская (рис. 5.13, Б и В).

На СЗ борту вытянутые цепочки максимальных значений градиента рельефа в пределах Обручевской системы сбросов смещены к одной из ее границ, что отражает положение Приморской и Морской сбросовых зон 3-го ранга. Менее отчетливо в поле градиента отражается Прихребтовая сбросовая зона 3-го ранга, хорошо проявленная только в центральной части СЗ борта (рис. 5.14 и 5.15). Более мелкие локальные максимумы, как правило, приурочены к узлам сочленения разноранговых сбросовых зон с зонами сдвигового типа. Так, крупный узел сочленения сразу трех зон (Приморская, Прихребтовая и подходящая к ним под острым углом зона СЗ простириания), отраженный сгущением повышенных значений градиента, расположен на континенте севернее острова Ольхон (рис. 5.15). Менее масштабно обозначен узел сочленения сбросовых Приморской и Морской зон со сдвигом по реке Бугульдейка. Эти выводы хорошо согласуются с закономерностями распределения градиента рельефа в эксперименте, которые показывают смещение отдельных максимумов параметра, отражающее положение сдвиговых зон, перпендикулярных или косоориентированных к оси растяжения. При этом в отличие от эксперимента в природной обстановке сдвиговые зоны лучше проявлены в рельефе, что связано с деятельностью рек. Следует отметить, что на СЗ борту рифта не выделились имеющиеся в его структуре впадины растяжения, в частности, Бугульдейско-Чернорудский грабен. Грабен имеет небольшую ширину, поэтому для отражения в поле градиента подобных структур необходимы более детальные построения.

Анализ ЮВ борта Байкальского рифта (рис. 5.15) показал, что основные закономерности проявления разноранговых разломных зон в градиенте рельефа, выделенные на примере СЗ борта, подтверждаются. На ЮВ борту рифта, в отличие от СЗ, к трансрегиональному уровню относятся две сбросовые разломные системы: Черско-Баргузинская и Джиды-Витимская. Образование двух одноранговых зон на борту рифта не характерно для эксперимента, проведенного в упрощенных условиях нагружения модели. Важной особенностью является наклон Джиды-Удинской сбросовой зоны (входит в структуру Джиды-Витимской зоны) в противоположную сторону относительно главной впадины растяжения (оз. Байкал), что можно сравнить с формированием разрывов  $R'$  типа в эксперименте. Главной особенностью этих разрывов является меньшая амплитуда вертикального перемещения и, как следствие, отражение меньшими величинами в поле градиента по сравнению разрывами, имеющими падение в сторону центральной впадины. Подобно лабораторным исследованиям, в поле градиента рельефа Джиды-Удинская сбросовая зона характеризуется меньшими величинами значений параметра по сравнению разломами с падением в сторону оз. Байкал. На ЮВ борту отчетливо выделяются впадины растяжения в распределении градиента рельефа. Они имеют тектоническое происхождение, что доказывается данными полевых исследований [Семинский и др., 2013].

Роза-диаграмма ориентировок максимумов градиента рельефа, представленная на рис. 5.16 для ЮВ борта, хорошо согласуется с парагенезисом сбросовой зоны. По степени влияния на рельеф можно выделить магистральный сместитель, разломы  $R$ ,  $P$  и  $R'$  типов. Несколько меньшим количеством ориентировок проявлены разломы  $n$  и  $n'$  типов, при этом их простирание несколько отличается от эталонного в парагенезисе. Возможно, это связано с этапом сжатия, имевшим место на рассматриваемой территории в раннем палеозое, и активизацией разломов, связанных с этими направлениями, при новейшем растяжении.

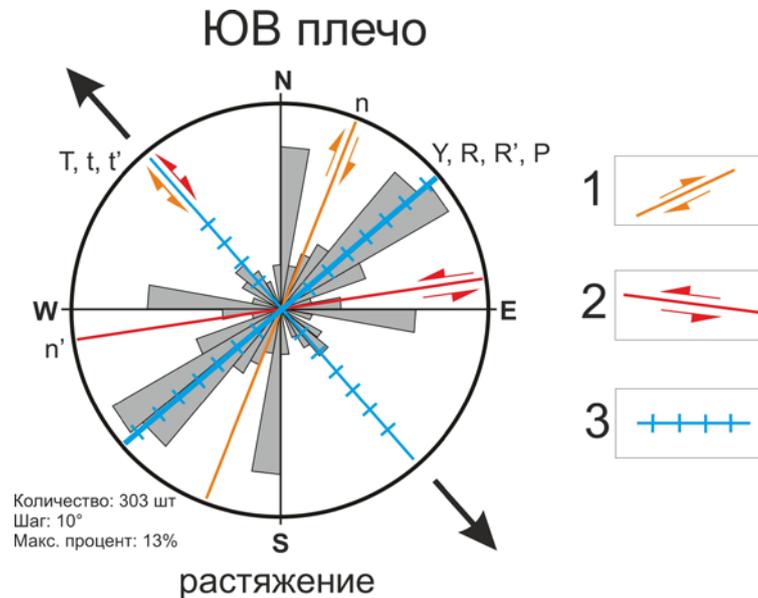


Рис. 5.16. Роза-диаграмма ориентировок максимумов градиента рельефа для ЮВ борта Байкальского рифта с наложенным эталонным парагенезисом разрывов 2-го порядка.  
1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – сбросы.

Таким образом, анализ рельефа Байкальского рифта (Байкальской межблоковой зоны) свидетельствует о его зависимости от состояния и активизации разломной структуры, сформированной на новейшем этапе развития. При выделении закономерностей связи рельефа и структуры природной межблоковой зоны использовались закономерности, полученные при проведении физического моделирования. Закономерности, выделенные при анализе природной зоны и в эксперименте, показали их отчетливое подобие.

### 5.2.2 Сбросовые зоны высокого ранга

Исследуемые сбросовые зоны расположены на территории Прибайкалья и Забайкалья и, согласно [Семинский и др., 2013], не выходят за пределы Байкальского рифта. Это отдельные сместители сбросовых зон 3-го ранга или самостоятельные зоны сброса рангом выше. В первом случае исследование, как правило, проходило в области влияния магистрального шва зоны. Это давало возможность проследить его отражение в рельефе и градиенте, а также выделить близлежащие сопутствующие разломы. Во втором случае изучались не крупные сбросовые зоны на детальных участках. Исследование рельефа

дополнялось геолого-структурными (замеры трещиноватости пород) и геофизическими наблюдениями (электротомография, профильная радоновая съемка).

### Участок «м. Улирба»

Небольшая зона растяжения изучена в пределах участка детальных исследований, расположенного в центральном Прибайкалье (Приольхонье). Она представлена в рельефе впадиной (седловиной) шириной около 400 м (рис. 5.17). На двух бортах зоны растяжения расположены исследуемые сбросовые зоны, простирающиеся по азимуту 47-55°.

Анализ рельефа участка свидетельствует об отчетливом проявлении сбросовых зон на ЦМР и в распределении градиента. Они представлены серией уступов различной высоты, совпадающих по простиранию с центральной впадиной. Направление падения уступов встречное, при этом уступы ЮВ борта являются частью гряд (грив), у которых также имеется обратный по падению уступ (рис. 5.17, Б). Гривы ЮВ борта имеют кулисное строение и немного отличный угол простирания, что может служить признаком сдвиговых подвижек по связанным с их образованием разломам.

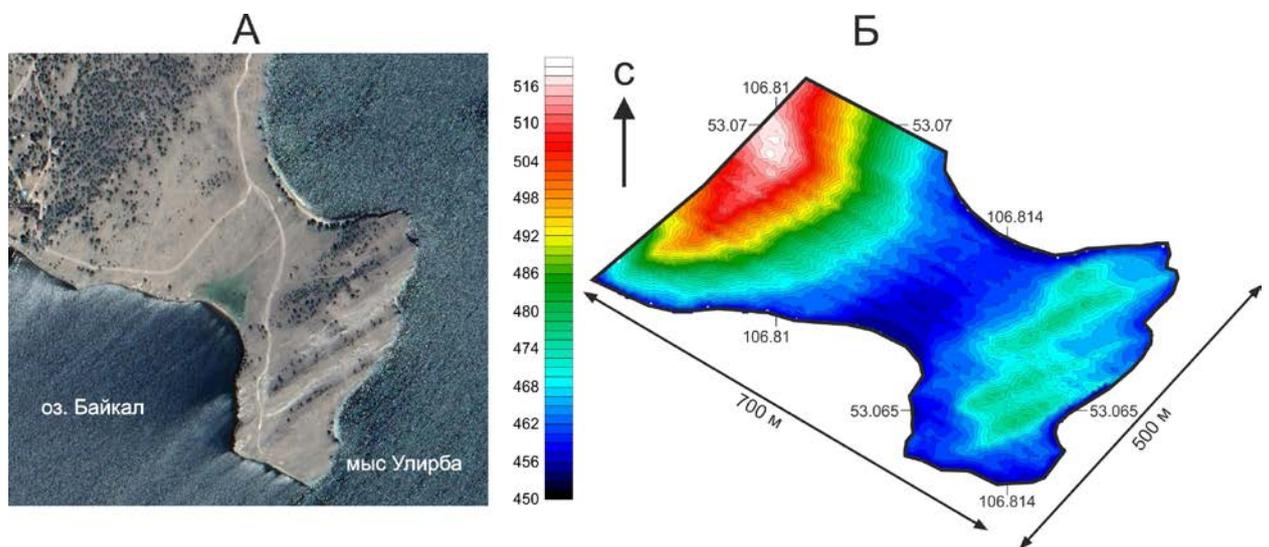


Рис. 5.17. Космоснимок (А) и рельеф (Б) на участке «м. Улирба».

В распределении градиента рельефа зона растяжения выделяется повышенными значениями параметра (рис. 5.18, А) на двух бортах впадины и относительно низкими значениями между ними, что хорошо согласуется с выделенными ранее

закономерностями формирования зон растяжения в эксперименте (рис. 4.16). В отличие от рельефа градиент значительно лучше отображает границы разломных зон на каждом борту впадины.

Сбросовая зона на СЗ борту впадины отражается преимущественно единым полем повышенных значений градиента рельефа (рис. 5.18, А). Распределение повышенных величин градиента СЗ борта неравномерно, в поле его значений наблюдаются цепочки вытянутых максимумов, отражающих положение частных сместителей. Некоторые из них отделяются от основной области повышенных значений участками минимумов градиента, т.к. связаны с несколькими разломами, смещенными по простиранию, подобно разрывам на поверхности лабораторной модели. Наибольшие значения градиента, обычно отражающие в эксперименте магистральный шов сбросовой зоны, сконцентрированы вдоль сместителей, удаленных от центральной впадины, что несколько противоречит данным моделирования. Определить положение магистрального шва природной сбросовой зоны помогают данные геолого-структурных и геофизических наблюдений. Их анализ показал, что положение основного сместителя совпадает с южной оконечностью области повышенных значений градиента (рис. 5.18, Б и В) и одним из сместителей зоны с простиранием  $47^\circ$ .

Сбросовые зоны ЮВ борта впадины также отражаются повышенными значениями градиента рельефа, однако поле их распространения является прерывистым. Цепочки максимумов градиента имеют кулисное строение и отличное от СЗ борта простирание около  $57^\circ$ , что, как уже отмечалось, может быть следствием сдвигового перемещения по связанным с ними разломами. Ориентировки отдельных максимумов в каждой цепочке повышенных значений больше соответствуют строению сбросовой зоны. Данные геолого-структурных наблюдений подтверждают наличие сбросовых и сдвиговых зон на южной оконечности «м. Улирба». По-видимому, разломные зоны ЮВ борта были сформированы как в обстановке сдвига, так и растяжения. По мере продвижения к югу участка следы сдвиговых деформаций проявляются сильнее.

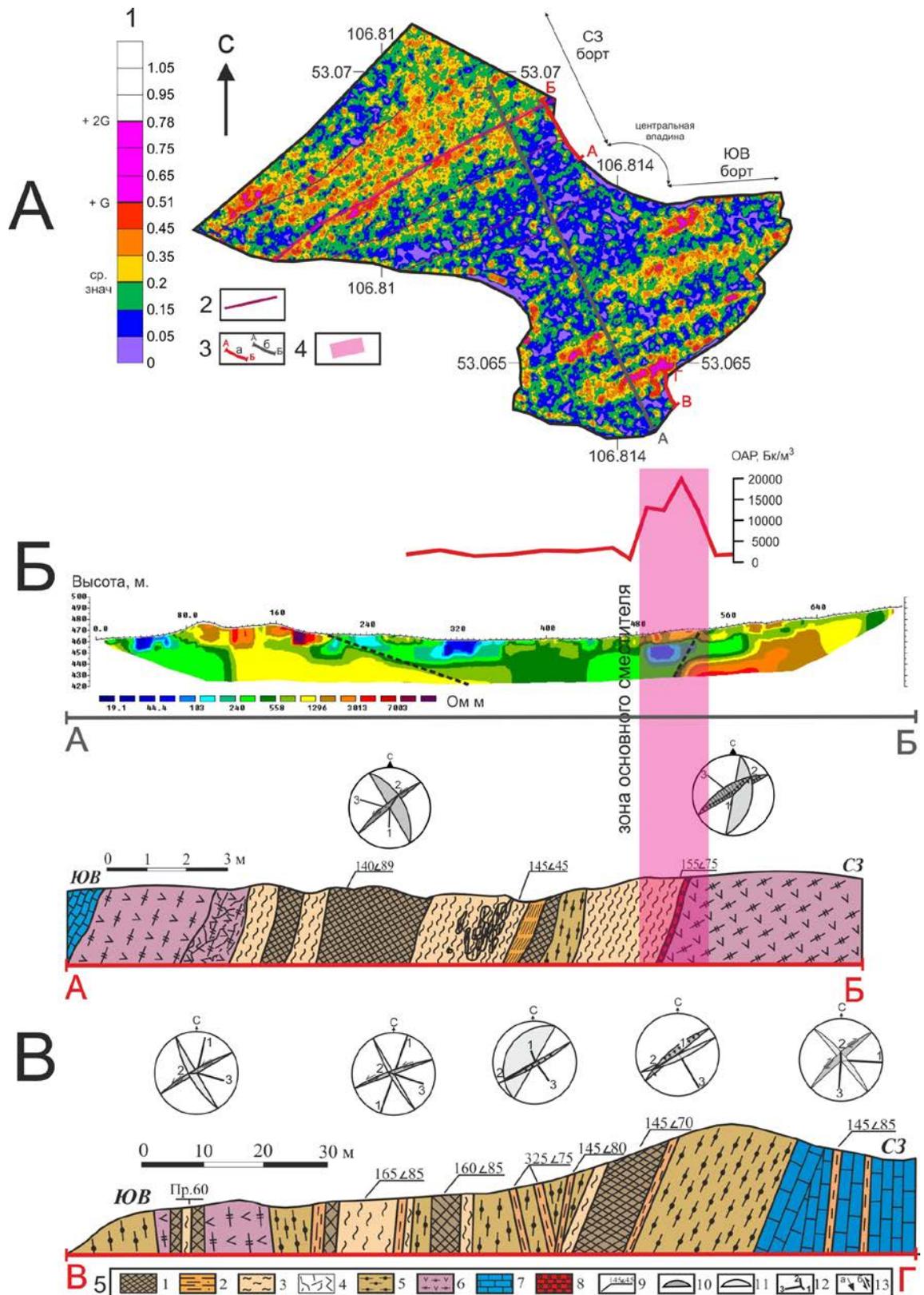


Рис. 5.18. Результаты изучения зоны растяжения на участке «м. Улирба». Распределение градиента рельефа с профилями геолого-структурных и геофизических наблюдений (А), график объемной активности радона и разрез электротомографии (Б), а также схематические разрезы, построенные на основе геолого-структурных наблюдений с выделением частных сместителей [Черемных, 2010] (В).

1 – шкала градиента рельефа; 2 – уступы рельефа на карте распределений градиента рельефа по данным GPS картирования; 3 – профили дополнительных геолого-структурных (а) и геофизических (б) наблюдений; 4 – зона основного сместителя сбросовой зоны на С3 борту впадины; 5 – тектонические изменения горных пород (1-3): дробление (1), расщелачивание (2), катаклаз и милонитизация (3); 4 – повышенная трещиноватость (4); горные породы (5-8):

биотитовые гнейсы (5), амфиболовые гнейсы (6), мраморы (7); жила кварца (8); элементы залегания разломных зон (аз. падения и угол) (9); плоскости разломной (10) и сопряженной (11) с ней систем; оси главных нормальных напряжений (12) сжатия (1), промежуточной (2) и растяжения (3); направление скольжения по плоскости разлома (а – субвертикальное, б – субгоризонтальное) (13).

Анализ ориентировки максимумов градиента рельефа на обоих бортах впадины растяжения подтвердил предварительные выводы, касающиеся кинематики расположенных в их пределах разломных зон. На СЗ борту ориентировки максимумов объясняются парагенезисом поля растяжения (рис. 5.19, А), что в свою очередь подтверждает формирование уступов за счет перемещений по сбросам. Направления максимумов ЮВ борта невозможно объяснить только растяжением (рис. 5.19, Б). В связи с этим дополнительно проведено сопоставление диаграммы с парагенезисом левого сдвига, что позволило объяснить происхождение некоторых ориентировок, ранее не задействованных в интерпретации (рис. 5.19, В). Отсюда следует вывод, что разломные зоны ЮВ борта были образованы в условиях более раннего левого сдвига с последующим наложением поля растяжения, т.е. обстановок, которые характерны для сменяющих друг друга во времени стадий развития БРЗ.

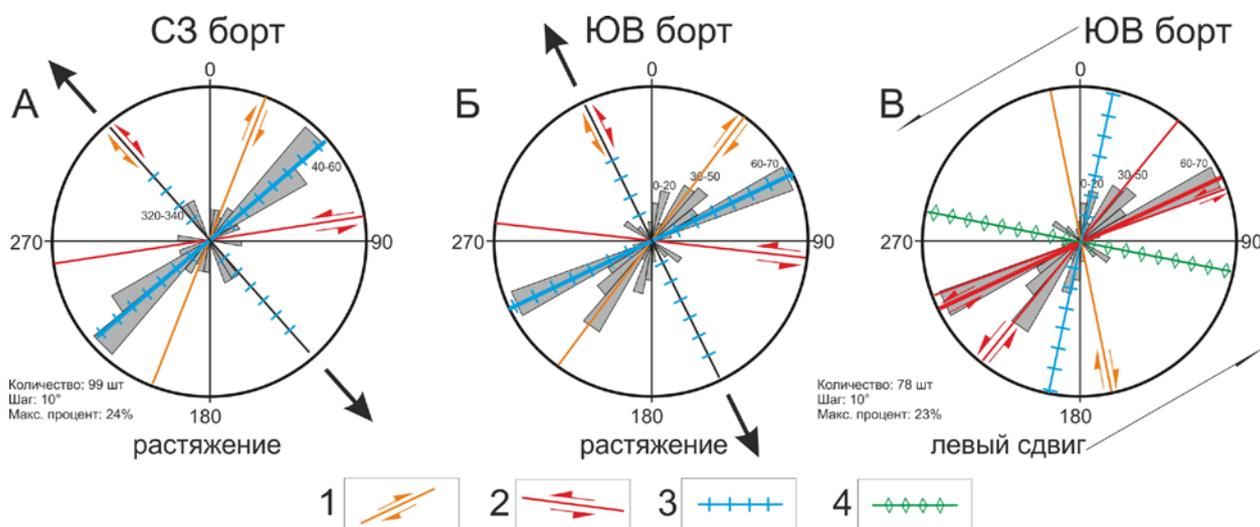


Рис. 5.19. Роза-диаграмма ориентировок максимумов градиента рельефа на участке «м. Улирба». Роза-диаграмма СЗ борта впадины в условиях растяжения (А), роза-диаграмма ЮВ борта впадины в условиях растяжения (Б) и роза-диаграмма ЮВ борта впадины в условиях левого сдвига (В) с наложенным эталонным парагенезисом разрывов 2-го порядка.

1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – сбросы; 4 – взбросы и надвиги.

Таким образом, анализ разломных зон на участке «м. Улирба» подтвердил их общее формирование в условиях растяжения земной коры, а также позволил определить следы сдвиговых перемещений в ЮВ части исследуемой территории. При выделении закономерностей отражения разломных зон и их частных сместителей в рельефе, использовались материалы физического моделирования, а также геолого-структурные и геофизические наблюдения, полученные в рамках полевых работ. Совокупность этих методов при главенствующей роли анализа поля градиента рельефа представляет эффективный подход к картированию разломной сети на участках, характеризующихся слабой обнаженностью горных пород.

### **Участок «Онохой-Шибирь»**

Участок детальных исследований находится на ЮВ фланге Байкальского рифта в Западном Забайкалье, в 35 км восточнее г. Улан-Удэ (рис. 5.20, А). Здесь проходит региональная Джида-Удинская сбросовая зона, которая активизирована в процессе растяжения земной коры и характеризуется преимущественно сбросовым характером смещения крыльев. Участок располагается у ее магистрального сместителя, который характеризуется северо-восточным простиранием ( $\approx 60-70^\circ$ ) и падением в ЮВ направлении.

Анализ рельефа участка «Онохой-Шибирь» показал хорошее структурное отражение сбросовой зоны в высотных отметках и распределении градиента. Сбросовая зона представлена в рельефе уступом, который имеет треугольную форму и является одной из фасет хребта Улан-Бургасы. Характер распределения высотных отметок уступа ступенчатый, с чередованием крутого и пологого наклона и относительным превышением от подножья до вершины порядка 200 м (рис. 5.20, Б).

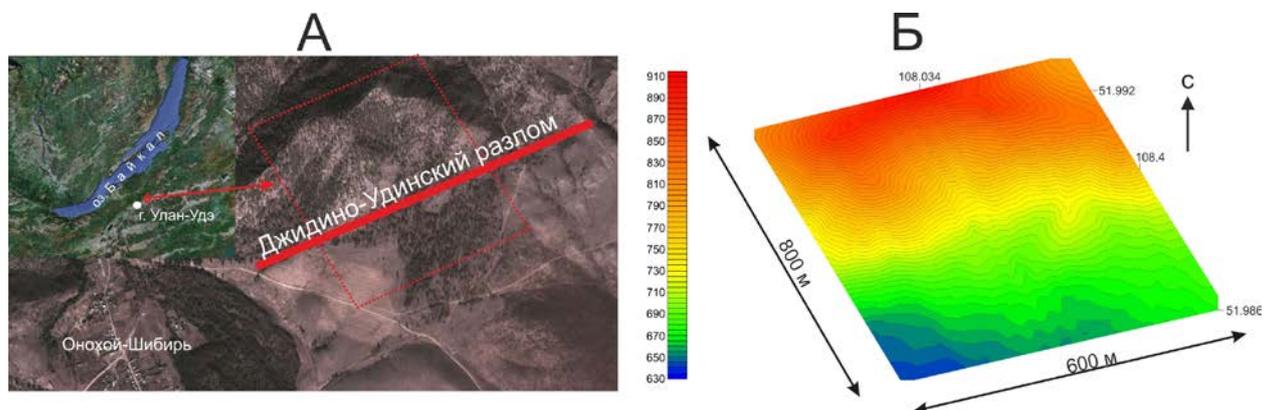


Рис. 5.20. Участок «Онохой-Шибирь». Космоснимок (А) и рельеф со шкалой высот (Б) в районе исследований.

В распределении градиента рельефа изучаемый участок сбросовой зоны выделяется повышенными значениями параметра (рис. 5.21, А). Как упоминалось выше, на участке проходит магистральный шов зоны, и, следовательно, повышенные значения градиента рельефа приурочены к области влияния данного сместителя. Однако, распределение повышенных значений градиента неравномерно, что может свидетельствовать о сложном строении магистрального сместителя или наличии в ее пределах вторичных разрывов. В распределении градиента отчетливо отражается ступенчатый характер рельефа на исследуемом участке. В поле градиента рельефа и на его разрезе по профилю А-Б (рис. 5.21, Б) отражаются два участка повышенных значений. Участки разделены узкой полосой низких значений параметра, отождествляемой с районом относительно пологого уступа. Согласно данным проведенных ранее физических экспериментов, каждый из двух участков повышенных значений градиента должен отражать частный сместитель сбросовой зоны, при этом находящийся ближе к подножью склона будет являться основным. Эти выводы подтверждаются данными полевых геофизических исследований, проведенных на участке «Онохой-Шибирь» (рис. 5.21, В).

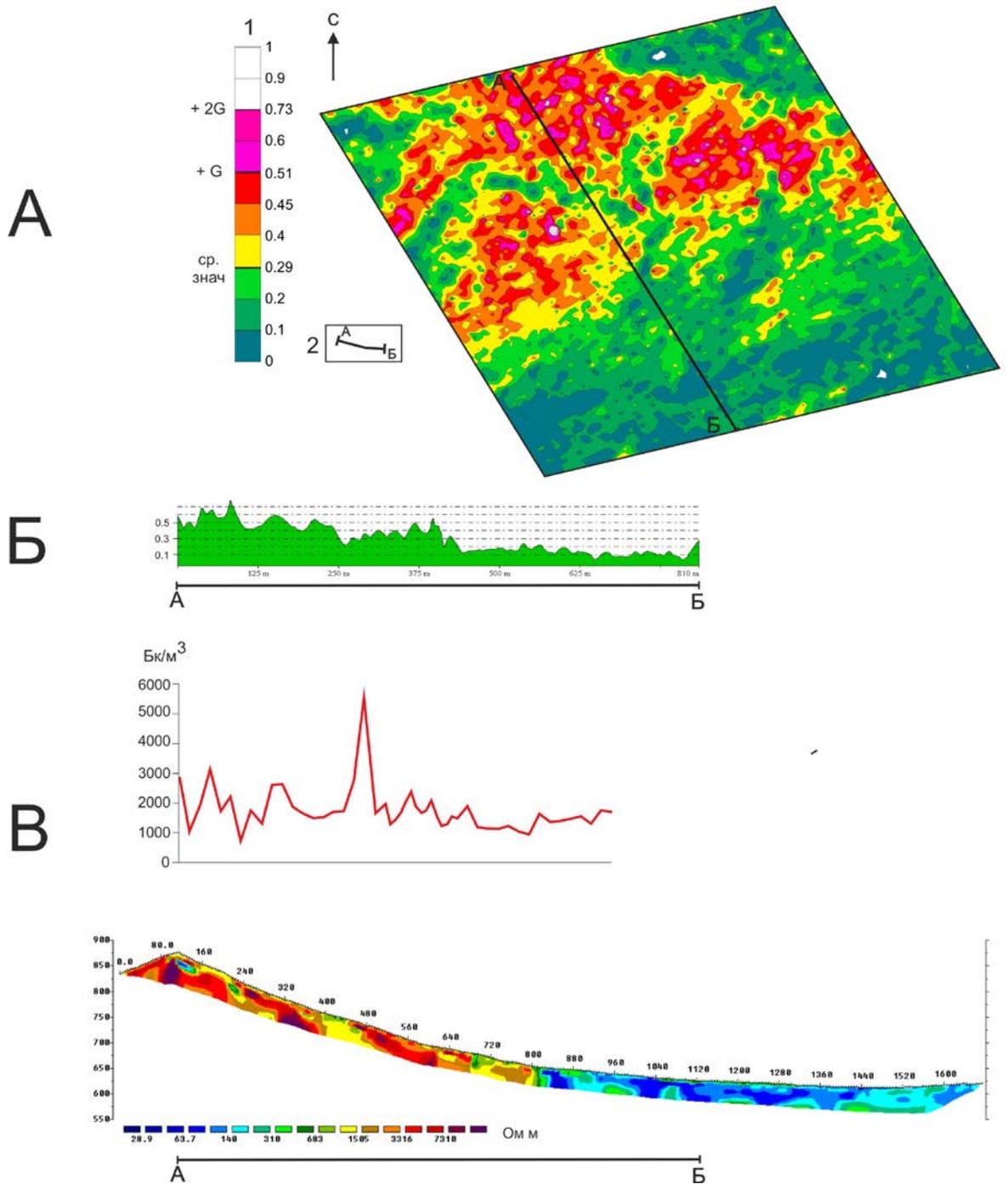


Рис. 5.21. Результаты изучения сбросовой зоны на участке «Онохой-Шибирь». Распределение градиента рельефа с положением профиля геофизических наблюдений (А), график градиента рельефа по разрезу А-Б (Б) и график объемной активности радона и разрез электротомографии (В).

1 – шкала градиента рельефа; 2 – профиль дополнительных геофизических наблюдений.

Из рисунка 5.21, В видно, что на разрезе электротомографии отчетливо выделяется основной и частный сместитель сбросовой зоны, находящийся выше по склону. Положение обоих разломов хорошо соотносится с выделенными ранее двумя участками повышенных значений градиента рельефа. В отличие от электротомографии, на графике

объемной активности радона хорошо проявлен интенсивным максимумом частный сместитель (выше по склону), но слабо отражен основной шов. Вероятно, это происходит из-за накопления у подножья склона слабопроницаемых для газа осадков.

Таким образом, анализ рельефа на участке «Онохой-Шибирь» позволил установить детали строения области магистрального сместителя региональной сбросовой зоны: выделить основной и частный сместители, положение которых не противоречит результатам применения сопутствующих геолого-геофизических методов.

## ГЛАВА 6. ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РАЗЛОМНЫХ ЗОН В РЕЛЬЕФЕ

Примененный при проведении исследования комплексный – тектонофизический подход – позволил изучить как наиболее общие, так и некоторые частные закономерности проявления внутренней структуры сдвиговых и сбросовых разломных зон в рельефе. Основной упор был сделан на моделирование разломных зон с целью выделения закономерностей, непосредственно связанных с разломообразованием. Последующий анализ природных разломных зон различного кинематического типа и масштабного ранга позволил подтвердить выявленные лабораторным путем закономерности. В этом разделе проведено сравнение полученных закономерностей, а также выделены наиболее общие из них.

В первую очередь рассмотрим общие закономерности проявления внутренней структуры у зон разломов различного морфогенетического типа (исследуемых в рамках данной работы). Главной особенностью сдвиговых и сбросовых зон является характер отражения в рельефе разломов обобщенного парагенезиса разрывов, образующих их внутреннюю структуру. Чем интенсивней тектонические подвижки по разрыву, тем отчетливее он проявлен в рельефе независимо от кинематики перемещения крыльев. Эта закономерность обуславливает эффективность исследования разломных зон посредством изучения градиента рельефа. Данный параметр, отражая изменение величины вертикального перемещения на единицу расстояния, позволяет определять границы зоны и выделять отдельные элементы ее внутренней структуры.

Исследование сдвиговых и сбросовых зон показало, что на рельеф главным образом влияет развитие их магистральных сместителей. Далее по значимости, независимо от морфогенезиса зоны 1-го порядка, следуют разрывы Р и R типа, и, наконец, нарушения R' типа. Отличительной особенностью являются дислокации n и n', t и t' типа, которые вносят значимый вклад в формирование рельефа сдвиговых зон при развитии

участков сжатия и растяжения. В то же время, в сбросовых зонах отчетливо проявлены только разрывы  $n$  и  $n'$  типа.

Проявление в рельефе природных разломных зон и структур, формирующихся в эксперименте, характеризуется наличием общих закономерностей при отличиях в деталях. Крупная сдвиговая зона в целом представлена структурой по типу хребта, что отмечалось и ранее [Аржанникова, 2000; Тевелев Арк., 2002]. Линейно вытянутое поднятие в приосевой части осложнено цепочкой впадин присдвигового растяжения, которые характерны для эксперимента и слабо выражены в природе. В крупных природных сдвиговых зонах впадины пулл-апарт, как правило, заполнены осадками и водой (например, в зоне Левантийского сдвига). Они могут не проявляться в рельефе при относительно высокой скорости перемещения крыльев сдвига (зона разлома Сан-Андреас). В свою очередь участки присдвигового сжатия хорошо проявлены в рельефе экспериментальной модели зоны сдвига и у ее природных аналогов. В отличие от крупных разломных систем сдвиговая зона высокого ранга отражена в природном рельефе впадиной (долиной). Подобная морфология сопоставима с проявлением отдельного опережающего разрыва на поверхности лабораторного образца при моделировании. В эксперименте одно крыло опережающего разрыва несколько поднято относительно другого, что в общих чертах подобно небольшому природному сдвигу. Формирование более широких долин в природе, в отличие от эксперимента, часто происходит в результате деятельности рек.

В распределении градиента рельефа сдвиговая зона выделяется повышенными значениями параметра с кулисообразным чередованием удлиненных максимумов. В природе отражение этой закономерности может осложняться влиянием экзогенных процессов, дополнительной вертикальной компонентой перемещения крыльев зоны, а также наложением деформаций различных тектонических этапов. С уменьшением ранга природной разломной зоны проявление ее в поле градиента ослабевает. Распределение градиента неравномерно и делится на несколько однотипных участков. Участки

формируются в областях с повышенной плотностью разрывов и разделяются между собой областью пониженной плотности. Высокая корреляция полей плотности разрывов и распределений градиента описывалась ранее [Леви, 1981]. На распределение градиента рельефа экспериментальной сдвиговой зоны в большей степени влияет формирование ее магистрального сместителя, участков присдвигового сжатия и растяжения, а также перемещений по разрывам Р и R типа; в меньшей степени – по разрывам R' типа.

На рельеф экспериментальной сдвиговой зоны влияют граничные условия по вязкости пасты, скорости деформирования и толщине модели. Целенаправленного исследования условий формирования природной сдвиговой зоны (подобным граничным в эксперименте) не проводилось. Было отмечено только подобие морфологии зон Левантийского и Сан-Андреас сдвигов лабораторным дизъюнктивам, образованными при различающейся на порядок скорости перемещения крыльев. Средние скорости перемещения крыльев этих сдвигов по данным GPS-геодезии также отличаются на один порядок [Gomez et al., 2007; Murray et al., 2001; Becker et al., 2004; Романюк и др., 2013]. Отмеченные ранее изменения рельефа в эксперименте при вариации вязкостью пасты и толщиной модели должны проявляться и у природных сдвиговых зон, что может быть темой дальнейших целенаправленных исследований.

Крупная сбросовая зона выделяется в рельефе уступом (эскарпом), а зона растяжения – грабеном, т.е. впадиной с двумя встречно наклоненными бортовыми структурами. Уступы, на которых расположены сбросовые зоны, имеют различную крутизну склона. Это находит прямое отражение в рельефе природных зон, в частности, в Байкальском рифте, где центральной впадине растяжения соответствует акватория оз. Байкал, а по его берегам расположены цепочки горных хребтов с уступами различной крутизны, сформированными преимущественно за счет сбросовых подвижек. Небольшие сбросовые зоны также представлены в рельефе уступами, они могут являться частью структуры микрограбенов или крупных сбросовых зон. В природной обстановке рельеф

сбросовых зон существенно осложнён действием экзогенных процессов, поэтому изучить структурное выражение сложнее, чем в эксперименте.

Характер распределения градиента рельефа сбросовых зон зависит от их положения в общей структуре области растяжения земной коры. При этом зона растяжения отражается двумя участками повышенных значений градиента, соответствующих сбросовым зонам (системам сбросов), а также участком низких значений между ними, соответствующим центральной впадине. Как правило, значения градиента в одной из сбросовых зон выше, чем у другой. При моделировании меньшие значения наблюдаются в сбросовой зоне, располагающейся над активным (двигающимся) штампом экспериментальной установки, большие – над пассивным (неподвижным). В применении к Байкальскому рифту это позволяет предполагать более интенсивное перемещение его юго-восточного борта относительно северо-западного, что не противоречит данным GPS-геодезии [Лухнев и др., 2006; 2010; 2013]. На рельеф и распределение градиента сбросовой зоны в большей степени влияют смещения по магистральному сместителю, разрывам Р и R типа; в меньшей степени – подвижки по разрывам R', n и n' типа.

На внутреннюю структуру и рельеф экспериментальной сбросовой зоны влияют граничные условия проведения опытов по вязкости пасты, скорости деформирования и толщине модели. Подобно сдвиговым зонам, целенаправленного исследования условий формирования природной сдвиговой зоны (подобным граничным в эксперименте) не проводилось.

Таким образом, сравнение выделенных при изучении экспериментальных и природных объектов закономерностей отражения внутренней структуры в рельефе показало их взаимное подобие. Это справедливо по отношению к разломным зонам различного иерархического уровня и морфогенетического типа, хотя существуют и определенные отличия. Они обусловлены различным влиянием на формирование структуры и рельефа крупных и мелких разломных зон экзогенных процессов и

сопутствующих факторов, например, неоднократная смена направления смещения крыльев дизъюнктивов. В целом, развитие рельефа разноранговых разломных зон в тектонически активных регионах зависит от состояния их внутренней структуры и определяется спецификой формирования последней. Это позволяет использовать представленный в работе методический подход, базирующийся на анализе рельефа, как один из способов выявления закономерностей строения разломных зон и реконструкции условий их формирования.

Подобное исследование было проведено в отношении Главного Саянского разлома (рис. 6.1), состояние внутренней структуры и кинематика которого на последнем этапе тектогенеза являются предметом дискуссий. Как уже отмечалось, рельеф Восточного Саяна образован под влиянием сжатия в направлении ЮЗ-СВ, инициируемого удаленным влиянием Индо-Азиатской коллизии [Dobretsov et al., 1996; De Grave et al., 2007; 2008; Буслов и др., 2008; Аржанникова и др., 2011], а также растяжения в направлении СЗ-ЮВ, обусловленного развитием Байкальского рифта. Точные данные о кинематике зоны Главного Саянского разлома получены только для ее наиболее изученной юго-восточной части, где установлен левосторонний взбросо-сдвиг [Чипизубов, Смекалин, 1999; Аржанникова и др., 2015; 2018]. Однако, существуют и материалы, свидетельствующие о левостороннем сдвиге с растяжением [Ламакин, 1968]. Кинематика северо-западной части разломной зоны на всем протяжении остается неясной, в редких локальных точках полевых исследований отмечаются взбросовые и сдвиговые подвижки [Аржанников и др., 2004].

Анализ рельефа и структуры Главного Саянского разлома показал его более сложное внутреннее строение по сравнению со сдвигами Сан-Андреас и Левантийским. Несмотря на то, что его сместитель на всем протяжении отчетливо выражен в рельефе, зона сгущения линеаментов и повышенных значений градиента рельефа отличается существенной шириной (рис. 6.1). Она вряд ли могла сформироваться только при сдвиге по плоскости разлома, находящегося на стадии полного разрушения. О сложных условиях

деформации земной коры в зоне разлома свидетельствует и анализ ориентировок максимумов градиента рельефа (рис. 6.2).

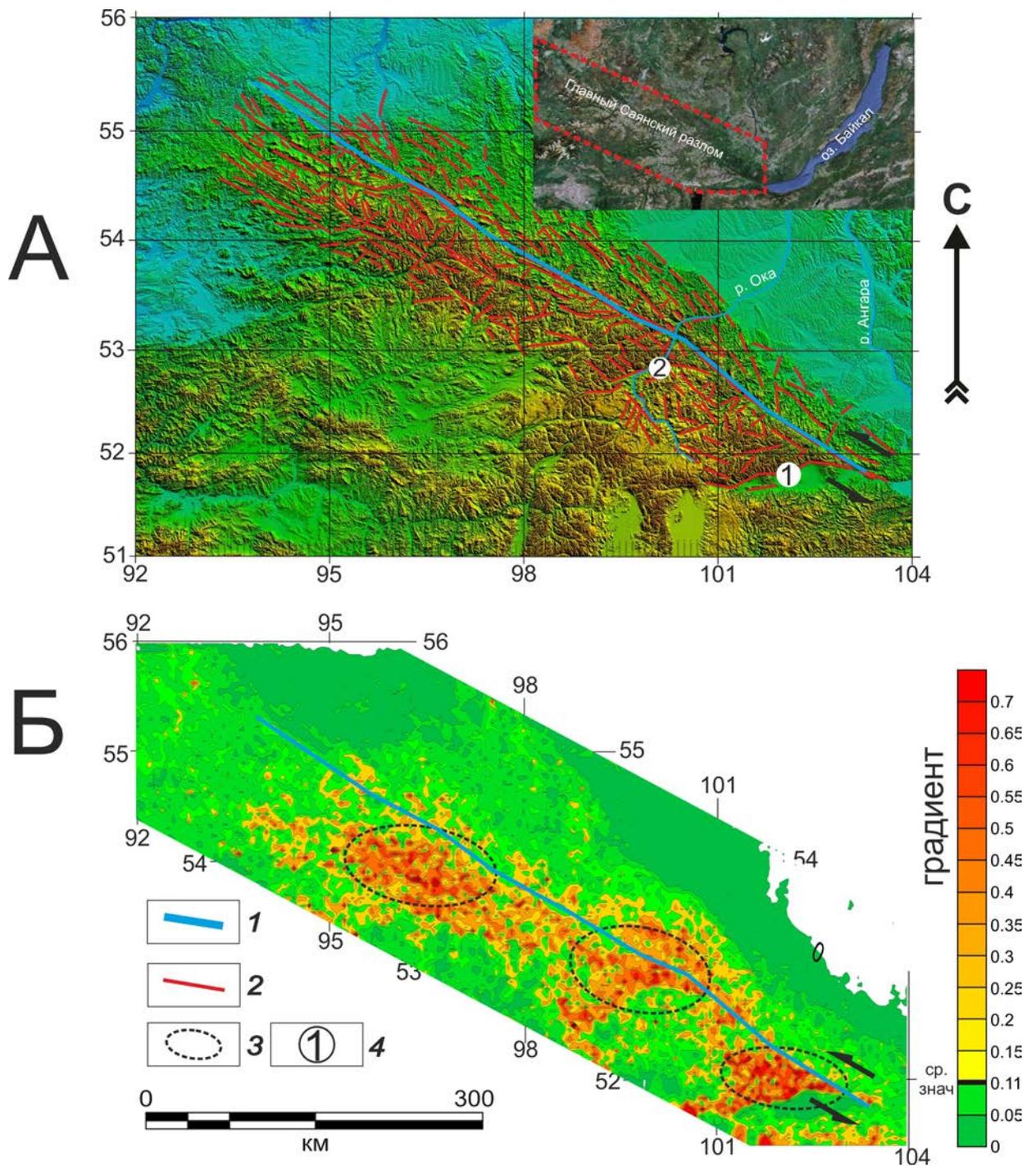


Рис. 6.1. Цифровая модель рельефа Восточного Саяна с линеаментами (А) и распределение градиента рельефа (Б) для зоны Главного Саянского разлома. 1 – магистральный сместитель зоны; 2 – линеамента; 3 – области повышенных значений градиента рельефа; 4 – цифры на ЦМР: Тункинская долина, ограниченная с севера одноименным разломом (1), Шарзинская котловина, ограниченная с севера Окино-Жомболоскскм разломом (2).

Как видно из рис. 6.2, ориентировки максимумов градиента рельефа, образуют лучи, соответствующие системам разрывов 2-го порядка в зоне Главного Саянского разлома. Их совокупность свидетельствует о присутствии левосдвиговой компоненты

смещения крыльев. В зоне разлома преобладают направления, соответствующие магистральному сместителю и разломам R и R' типа. Направления, связанные с участками присдвигового растяжения и сжатия, проявлены слабо. Ось сжатия, восстановленная по ориентациям этих сопряженных сколов для природного объекта отклоняется в сторону перпендикуляра к простиранию зоны (рис. 6.2, А) по сравнению с ее положением, соответствующим эталонному парагенезису разрывов 2-го порядка и сдвиговой структуре, формирующейся в эксперименте (рис. 6.2, Б).

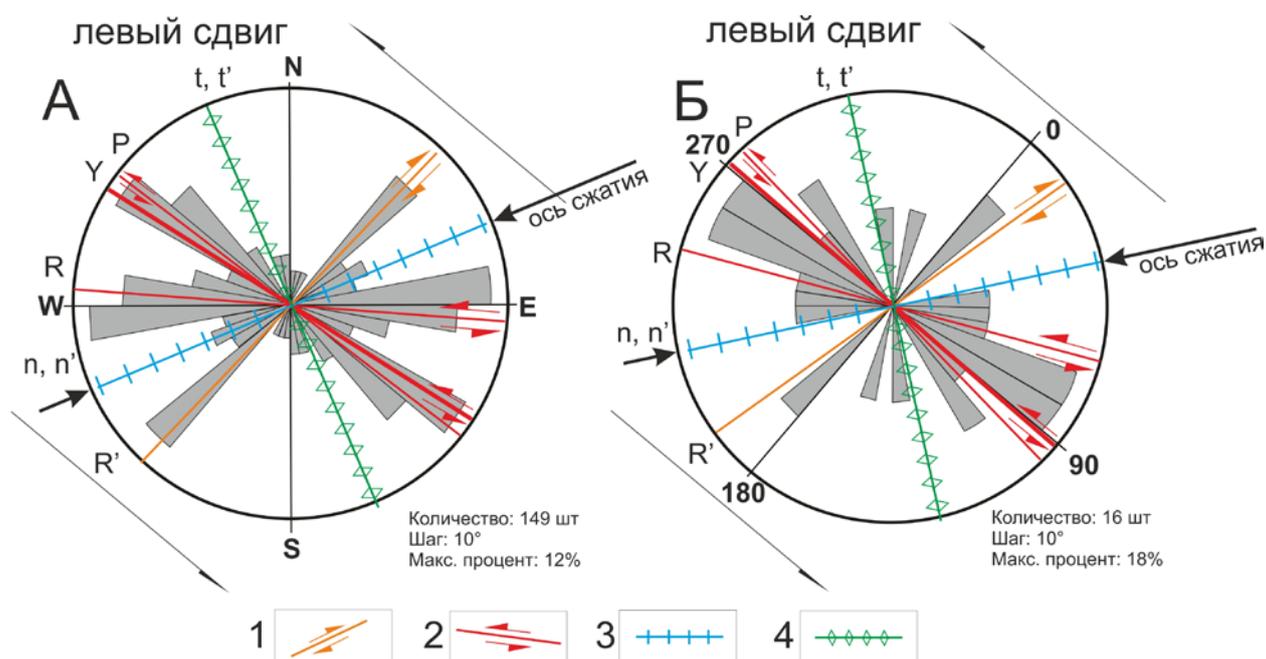


Рис. 6.2. Роза-диаграмма ориентировки максимумов градиента рельефа для зоны Главного Саянского разлома (А) и роза-диаграмма ориентировки максимумов градиента рельефа для экспериментальной зоны левого сдвига (Б) с наложенным эталонным парагенезисом разрывов 2-го порядка.

1 – правые сдвиги; 2 – левые сдвиги; 3 – сбросы; 4 – взбросы и надвиги.

Проведенный анализ свидетельствует, что разломообразование в земной коре Восточного Саяна является следствием сложного скалывания [Гзовский, 1975]. Левый сдвиг происходит при дополнительном сжатии в направлении ЮЗ-СВ, что объясняет существенные размеры зоны приразломных деформаций, отраженные в распределении повышенных значений градиента рельефа. Сдвиг по разлому является производным от растяжения в Байкальском рифте и поэтому наиболее отчетливо выражен на юго-востоке – в непосредственной близости от структур растяжения. Дополнительное боковое сжатие

трансформируется из области Индо-Азиатской коллизии и играет в рассматриваемом регионе ключевую рельефообразующую роль.

Таким образом, применение обоснованного в работе методического подхода позволило получить новые, независимые данные о динамической обстановке формирования Главного Саянского разлома – одного из ключевых дизъюнктивов юга Восточной Сибири. Они не противоречат известным представлениям об условиях структурообразования в регионе, что является определенным свидетельством эффективности применения методического подхода в геодинамических исследованиях.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рельеф разломных зон различного типа и ранга изучен с позиций тектонофизического подхода к исследованию процесса разломообразования в литосфере. Его основу, кроме теоретических представлений, составил анализ ЦМР экспериментальных и природных разломных зон количественными методами геоморфологии, в частности, посредством анализа распределений градиента рельефа. Данные о рельефе экспериментальных разломных зон были получены в ходе проведения физического моделирования на упруго-пластичных моделях в соответствии с методикой анализа формы их поверхности. Всего было выполнено около 100 лабораторных опытов по моделированию сдвиговых и сбросовых зон, образующихся при разных граничных условиях деформирования. Анализ рельефа природных разломных зон базировался на материалах космических топографических съемок Земли, а также данных, полученных при проведении полевых работ по разработанной методике. Было исследовано более 20 природных объектов, расположенных в основном на территории юга Восточной Сибири, часть из которых детально описана в данной работе. В результате применения комплексного подхода были установлены наиболее общие особенности формирования рельефа разломных зон, которые могут быть использованы при геодинамических исследованиях в геодинамически активных регионах.

Проведенные исследования позволили сделать следующие основные выводы.

1. Отработана методика физического моделирования сдвиговых и сбросовых зон с построением ЦМР лабораторных моделей, основой для которых послужили измерения высот, проведенные с использованием лазерного дальномера и 3D сканера.

2. Информативным параметром оценки и сопоставления ЦМР экспериментальных и природных разломных зон является градиент рельефа. Его распределения в изолиниях отражают проявление разнотипных морфоструктур, а простираения максимумов параметра

– степень влияния и ориентацию главных элементов внутреннего строения изучаемой разломной зоны.

3. Рельеф сдвиговой зоны формируется главным образом за счет движений по магистральному сместителю, разрывам R и P типа, а также при развитии участков присдвигового растяжения и сжатия. Подвижки по разрывам R' типа и формирование складок в пределах сдвиговых зон оказывают меньшее влияние на процесс рельефообразования.

4. Развитие рельефа сбросовой зоны, в первую очередь, зависит от подвижек по магистральному сместителю и разрывам R и P типа, во вторую – от сколовых нарушений R' типа.

5. Оценено влияние на процесс рельефообразования в разломных зонах граничных условий проведения физических экспериментов (вязкость глинистой пасты, скорость деформирования и толщина модели), которые в природной обстановке, согласно принципам подобия, соотносятся с реологией породного массива, скоростью перемещений по разломам и мощностью литосферы. Граничные условия проведения опытов в изученных пределах неодинаково влияют на рельеф разломных зон разного морфогенетического типа. Для сдвиговых зон влияние снижается в ряду вязкость-скорость-толщина, а в зоне сброса – скорость-толщина-вязкость.

6. Рельеф на каждой из трех основных стадий формирования сдвиговой зоны – ранней дизъюнктивной, поздней дизъюнктивной и стадии полного разрушения – различен, что определяется набором структурных элементов, развивающихся в течение каждой из них. На ранней дизъюнктивной стадии это присдвиговые складки, разрывы R и R' типа; на поздней дизъюнктивной стадии – разрывы R типа, участки сжатия и растяжения; на стадии полного разрушения – магистральный сместитель, участки сжатия и растяжения, а также P сколы.

Значимость проведенных исследований определяется возможностью использования комплексной методики анализа рельефа для выделения границ и

специфики внутреннего строения разломных зон природных регионов, отличающихся слабой обнаженностью горных пород. В рамках работ по прогнозу землетрясений данный подход найдет применение при выявлении участков разломных зон – «чувствительных точек» – для организации пунктов мониторинга геофизических полей, в которых проявляются процессы подготовки сильных сейсмических событий. Он также может применяться при поисках рудных месторождений, контролируемых разломными зонами земной коры. Установленные закономерности будут полезны при инженерно-геологических изысканиях и сейсмическом районировании территорий.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абалаков А.Д., Лопаткин Д.А. Устойчивость ландшафтов и ее картографирование // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». - 2014. - Т. 8. - С. 2-14.
2. Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. - Новосибирск: Наука, 1990. - 102 с.
3. Андреичева Л.Н. Геоморфология с основами четвертичной геологии. - [Электронное издание на CD диске]. Издательство СГУ им. Питирима Сорокина, 2015. - 269 с.
4. Аржанников С.Г., Гладков А.С., Семенов Р.М. Позднечетвертичная динамика и импульсные тектонические движения в зоне влияния Канской системы разломов (юго-запад Сибирской платформы) // Геология и геофизика. - 2004. - № 4. - С. 430-442.
5. Аржанникова А.В. Неотектоническая зональность главных активных разломов юго-западного Прибайкалья: Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. - Иркутск. Ин-т земной коры СО РАН, 2000. - 18 с.
6. Аржанникова А.В., Аржанников С.Г. Проявления новейших тектонических деформаций на юге Сибирской платформы // Геология и геофизика. - 2005. - №3. - С.273-279.
7. Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Моливе М., Вассалло Р., Шове А. Морфометрический анализ плиоцен-четвертичных деформаций юго-восточной части Восточного Саяна // Геотектоника. - 2011. - № 2. - С. 49-65.
8. Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Риц Ж.-Ф., Броше Р., Вассалло Р., Ларок К. Позднеплейстоцен-голоценовые скорости смещения по Тункинскому и Главному Саянскому разломам // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). - Материалы научного совещания. - 2018. - Вып. 16. - С. 18-19.

9. Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Риц Ж.-Ф., Вассалло Р., Ляррок К. // Роль Тункинского и Главного Саянского разломов в раскрытии Южно-Байкальской впадины Байкальского рифта // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска. - Сборник материалов Всероссийской конференции с международным участием. - 2015. - С. 15-19.
10. Аржанникова А.В., Гофман Л.Е. Проявление неотектоники в зоне влияния Приморского разлома // Геология и геофизика. - 2000. - Т.41, № 6. - С. 811-818.
11. Бабичев А.А. О некоторых принципиальных вопросах использования критерия подобия при моделировании трещин и разрывов // Геология и геофизика. - 1987. - № 4. - С. 36-42.
12. Байкальский филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки «Единая геофизическая служба Российской академии наук» [электронный ресурс]. - 2022. - Режим доступа: <http://seis-bykl.ru/>. Заглавие с экрана. (Дата обращения 19.03.22).
13. Башенина Н.В., Пиотровский М.В., Симонов Ю.Г., Леонтьев О.К., Тальская Н.Н., Рубина Е.А., Аристархова Л.Б., Орлова Н.И., Игонина С.А. Геоморфологическое картирование. - М.: Высшая школа, 1977. - 375 с.
14. Берзин Н.А. Зона главного разлома Восточного Саяна. - М.: Наука, 1967. - 147 с.
15. Бобров А.А., Черемных А.С. Тажеранский интрузивный массив в эманационном радоновом поле (Западное Прибайкалье) // Известия сибирского отделения РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. - 2014. - № 2. - С. 64-70.
16. Бокун А.Н. Закономерности образования и особенности строения зон горизонтального сдвига (по результатам физического моделирования) // Физика Земли. - 2009. - №. 11. - С. 69-78.
17. Болтрамович С.Ф., Жиров А.И., Ласточкин А.Н., Лопатин Д.В., Мусатов Ю.Е. Геоморфология: Учеб. пособие для студ. высш. учеб. заведений. - М.: Академия, 2005. - 528 с.

18. Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 26-44.
19. Борняков С.А. Физическое моделирование процессов разломообразования в литосфере на современном этапе: обзор // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы докладов Всероссийской конференции - М.: ИФЗ, 2012. - Т. 2. - С. 50-53.
20. Борняков С.А., Гладков А.С., Матросов В.А., Адамович А.Н., Клепиков В.А. Нелинейная динамика разломообразования по результатам физического моделирования // Геотектоника. - 2004. - № 5. - С. 85-95.
21. Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А. Физическое моделирование процессов разломообразования в литосфере // Геодинамика и тектонофизика. - 2014. - Т. 5, № 4. - С. 823-861.
22. Буслов М.М., Кох Д.А., De Grave Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. - 2008. - Т. 49, № 9. - С. 862-871.
23. Бызов Л.М., Саньков В.А. Математическое моделирование эволюции рельефа сбросового уступа на примере Святоносского поднятия (Байкальская впадина) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». - 2015. - Т. 12. - С. 12-22.
24. Вольфман Ю.М. Структурно-кинематическая идентификация сейсмогенных зон системы Загроса (по данным решений механизмов очагов землетрясений) // Геофизический журнал. - 2013. - № 2. - С. 38-64.
25. Вольфман Ю.М., Гинтов О.Б., Колесникова Е.Я., Муровская А.В. Тектонофизическая интерпретация механизмов очагов землетрясений системы Загрос // Геодинамика и тектонофизика. - 2014. - Т. 5, № 1. - С. 305-319.

26. Вольфман Ю.М., Колесникова Е.Я., Пустовитенко Б.Г., Милюков В.К. Избирательный характер проявления сейсмогенерирующих полей напряжений в пределах Средиземноморского пояса (по данным решений механизмов очагов землетрясений) // Вулканология и сейсмология. - 2017. - № 6. - С. 64-79.
27. Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. Геоморфологический этап в истории Земли // Известия АН СССР. Серия география. - 1964. - № 6. - С. 3-12.
28. Гзовский М.В. Математика в геотектонике. - М.: Недра, 1971. - 240 с.
29. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. - М.: Наука, 1975. - 536 с.
30. Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Известия АН СССР. Серия геофиз. - 1954. - № 5. - С. 390-410.
31. Гзовский М.В., Крестников В.И., Рейснер Г.И. Геологические методы определения средней величины градиента скорости тектонических движений и результаты их применения // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. - 1959. - № 8. - С. 1147-1156.
32. Гончаров М.А. Реальная применимость условий подобия при физическом моделировании тектонических структур // Геодинамика и тектонофизика. - 2010. - Т. 1, № 2. - С. 148-168.
33. Дубинин Е.П., Лукашов А.А., Грохольский А.Л., Филаретова А.Н., Щербакова Е.Л. Строение и условия образования краевого плато и острова Сокотра (физическое моделирование). Часть 1-2 // Вестник Краунц. Науки о Земле. - 2019. - № 4. Вып. 44.
34. Дядьков П.Г., Мельникова В.И., Саньков В.А., Назаров Л.А., Назарова Л.А., Тимофеев В.Ю. Современная динамика Байкальского рифта: эпизод сжатия и последующее растяжение 1992-1996 гг. // Доклады академии наук. - 2000. - № 1. - С. 99-103.
35. Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М., Ружич В.В., Рязанов Г.В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. - Новосибирск: Наука, 1979. - 129 с.

36. Златопольский А.А. Методика ориентационных характеристик данных дистанционного зондирования (технология LESSA) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. - 2008. - № 1. - С. 102-112.
37. Златопольский А.А. Новые возможности технологии LESSA и анализ цифровой модели рельефа. Методический аспект // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. - 2011. - № 3. - С. 38-46.
38. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. - 2005. - Т. 46, № 7. - С. 685-699.
39. Иванченко Г.Н. Линеаментный анализ космоснимков при построении геодинамической модели Тункинской ветви Байкальской рифтовой зоны // Динамические процессы в геосферах. - Сборник научных трудов ИДГ РАН. - 2012. - Вып. 3. - С. 74-82.
40. Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М. Использование данных дистанционного зондирования участков земной коры для анализа геодинамической обстановки. М.: ГЕОС, 2015. - 112 с.
41. Караулов В.Б., Никитина М.Н. Геология. Основные понятия и термины: Справочное пособие. - М.: URSS, 2018. - 152 с.
42. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. - М.: Недра, 1986. - 140 с.
43. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. - М.: Научный мир, 1997. - 314 с.
44. Копп М.Л., Расцветаев Л.М. О линеаментах, выявленных по космическим снимкам восточной части Альпийского пояса // Известия ВУЗ. Геол. и разв. - 1976. - № 11. - С. 26-35.
45. Копылов И.С. Линеаментно-блоковое строение и геодинамические активные зоны Среднего Урала // Вестник Пермского университета. Геология. - 2011а. - Вып. 3(12). - С. 18-32.

46. Копылов И.С. Теоретические и прикладные аспекты учения о геодинамических активных зонах // Современные проблемы науки и образования. - 2011б. - № 4. - С. 56-63.
47. Корольков А.Т. Дуплексные зоны участка Северо-Муйского тоннеля // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. - 2016. - С. 56-59.
48. Корольков А.Т., Семинский Ж.В., Бузов С.А. Структурные особенности Еловинского рудного узла (юго-запад Алданского щита) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. - 2012. - № 2. - С. 23-33.
49. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Горообразующие процессы и вариации климата в истории Земли // Геология и геофизика. - 2006. - Т. 47, № 1. - С. 7-25.
50. Кузьмин С.Б. Геолого-структурные и геоморфологические признаки областей динамического влияния разломов // Известия вузов. Геология и разведка. - 1990. - № 7. - С.27-35.
51. Кузьмин С.Б. Геоморфология зоны Приморского разлома (Западное Прибайкалье) // Геоморфология. - 1995. - № 4. - С.53-61.
52. Кузьмин С.Б. Области активного динамического влияния генеральных разломов Восточного Саяна // Геология и геофизика. - 1991. - № 2. - С. 34-41.
53. Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. - М.: Наука, 1968. - 247 с.
54. Лаптева Е.М., Лаптева Н.И. Опыт анализа опасных процессов в активных геодинамических областях // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. - 2010. - Т. 7, № 2. - С. 344-349.
55. Леви К.Г. Вертикальные движения земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Проблемы разломной тектоники. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 142-167.
56. Леви К.Г. Применение количественных методов в геоморфологии. Методическое пособие. - Иркутск: Изд-во ИГУ, 1995. - 52 с.

57. Леви К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю., Кирилов П.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр. - 1997. - № 1. - С. 10-20.
58. Леви К.Г., Шерман С.И., Плюснина Л.В. Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья. - Институт земной коры, Иркутск, 1982.
59. Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и относительное перемещение литосферные плит // Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР. Якутск, 1980. - С. 114-116.
60. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. - 2001. - № 2. - С. 3-16.
61. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. - М.: Высшая школа, 1988. - 319 с.
62. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. - М.: Недра, 1987. - 128 с.
63. Логачев Н.А. Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физическая мезомеханика. - 1999. - № 2. - С. 163-170.
64. Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44, № 5. - С. 391-406.
65. Логачев Н.А., Флоренсов Н.А. Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. - Новосибирск: Наука, 1977. - С. 19-29.
66. Лунина О.В., Гладков А.С. Активные разломы и поля напряжений северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. - 2008. - Т. 49, № 2. - С. 1-11.
67. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. - Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. - 316 с.

68. Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянкин П.П. Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // Доклады Академии Наук. - 2010. - Т. 433, № 5. - С. 662-667.
69. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Тектонические деформации Монголо-Байкальского региона по данным GPS геодезии // Интерэкспо Гео-Сибирь. - 2006. - № 2.
70. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Саньков А.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э. Современные деформации земной коры в области сочленения сегментов рифтов центральной части Байкальской рифтовой системы по данным GPS геодезии // Геология и геофизика. - 2013. - Т. 54, № 11. - С. 1814-1825.
71. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. - 2010. - Т. 51, № 7. - С. 1006-1017.
72. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Эксперименты по моделированию сдвиговых поднятий Байкальского типа // Геотектоника. - 1967 - №2. - С. 3-20.
73. Лысова В.Ф. Морфометрический анализ Нившерского поднятия и Верхненившерской депрессии // Вестник Сыктывкарского университета. Сер. 2: биология, геология, химия, экология. - 2019. - Вып. 11. - С. 96-103.
74. Лысова В.Ф. Определение относительной интенсивности и направленности неотектонических движений в пределах Вольской депрессии морфометрическими методами // Вестник Сыктывкарского университета. Сер. 2: биология, геология, химия, экология. - 2017. - Вып. 7. - С. 113-120.
75. Люстих Е.Н. Условия подобия при моделировании тектонических процессов // Докл. АН СССР. - 1949. - Т. 64, №5. - С. 661-664.

76. Макаров В.И. Линеаменты (проблемы и направления исследований с помощью аэрокосмических средств и методов). // Исследование Земли из космоса. - 1981. - №4. - С. 109-115.

77. Макаров В.И., Грифонов В.Г., Щукин Ю.К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках. // Геотектоника. - 1974. - №3. - С. 114-132.

78. Макаров П.В., Карпенко Н.И., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П., Тунда В.А., Хомяков А.Н. Изучение деформации и разрушения геоматериалов и геосред как иерархически организованных систем // Физическая мезомеханика. - 2005. - № 8. - С. 17-20.

79. Мац В.Д. Байкальский рифт: плиоцен (миоцен) – четвертичный эпизод или продукт длительного развития с позднего мела под воздействием различных тектонических факторов. Обзор представлений // Геодинамика и тектонофизика. - 2015. - Т. 6, № 4. - С. 467-489.

80. Мац В.Д. Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта // Геология и геофизика. - 2012. - Т. 53, № 9. - С. 1219-1244.

81. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алашкин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. - Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2001. - 252 с.

82. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Параметры сейсмоструктурных деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // Доклады академии наук. - 2007. - Т. 46, № 4. - С. 543-545.

83. Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. - М.: Наука, 1965. - 206 с.

84. Михайлова А.В. Деформации и напряжения в слое над движущимися блоками фундамента (по результатам математического и физического моделирования) // Физика Земли. - 2010. - № 5. - С. 70-76.

85. Михайлова А.В. Соотношение хрупких и пластических деформаций в слое над активными разломами фундамента (по результатам моделирования) // Проблемы тектонофизики. К 40- летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. - М.: ИФЗ, 2008. - С. 29-36.
86. Новиков И.С. Морфология и история формирования пенеплена Алтая на примере Курайского хребта // Геоморфология. - 2015. - № 3. - С. 70-80.
87. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. - М.: Академическое издание Гео, 2004. - 311 с.
88. Новиков И.С., Борисенко Д.А. Геоморфология и неотектоника юго-западного Крыма // Геология и геофизика. - 2021. - № 4. - С. 498-513.
89. Новиков И.С., Жимулев Ф.И., Ветров Е.В., Савельева П.Ю. Геологическая история и рельеф северо-западной части Алтае-Саянской области в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. - 2019. - № 7. - С. 988-1003.
90. Новиков И.С., Жимулев Ф.И., Поспеева Е.В. Неотектоническая структура Салаира (юг Западной Сибири) и ее соотношение с докайнозойской системой разломов // Геология и геофизика. - 2022. - № 1. - С. 3-19.
91. Обзорная геологическая карта Прибайкалья // Гл. ред. Павловский Е.В. - М., 1968.
92. Осокина Д.Н., Никонов А.А., Цветкова Н.Ю. Моделирование локального поля напряжений системы разломов Сан-Андреас // Поля напряжений и деформаций в литосфере. - М.: Наука, 1979. - С. 204-227.
93. Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. Лухнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. - 2002. - Т. 21, № 1. - С. 14-28.
94. Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы: (Морфология, геометрия и кинематика). Учеб. пособие. - Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. - 148 с.

95. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. - Новосибирск: Наука, 1993. - 288 с.
96. Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. - Новосибирск: Гео, 2018. - 384 с.
97. Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. - Новосибирск: Наука, 1979. - 104 с.
98. Романюк Т.В., Власов А.Н., Мнушкин М.Г., Михайлова А.В., Марчук Н.А. Реологическая модель и особенности напряженно-деформированного состояния региона активной сдвиговой разломной зоны на примере разлома Сан-Андреас (Калифорния). Статья 2. Тектонофизическая модель литосферы // Бюл. моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. - 2013. - Т. 88, Вып. 2. - С. 3-17.
99. Ружич В.В. О динамике тектонического развития Прибайкалья в кайнозое // Геология и геофизика. - 1972. - № 4. - С. 122-126.
100. Ружич В.В. Оценка степени унаследованности развития новейших структур в Байкальской рифтовой зоне // Проблемы разломной тектоники. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 101-112.
101. Ружич В.В. Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. - 144с.
102. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. - М.: Наука, 2006. - 416 с.
103. Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Коваленко С.Н., Борняков С.А., Гилева Н.А., Горбунова Н.Г. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона. - Новосибирск: Наука, 1991. - 111 с.
104. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Ашурков С.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш. Современные движения земной коры Монголо-Сибирского региона по данным GPS-геодезии // Доклады академии наук. - 2003. - Т. 392, № 6. - С. 792-795.

105. Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Лухнев А.В., Delvaux D. Реконструкции развития тектонического стресса в коре Байкальского рифта // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI столетия. - Новосибирск: Наука, 1996. - С. 126-132.
106. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. - 244 с.
107. Семинский К.Ж. Главные факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: тектонофизический анализ // Геотектоника. - 2009. - № 6. - С. 52-69.
108. Семинский К.Ж. Радоновая активность разнотипных разломов земной коры (на примере Западного Прибайкалья и Южного Приангарья) // Геология и геофизика. - 2009. - № 8. - С. 881-896.
109. Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. - 2014. - № 2. - С. 445-467.
110. Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. - Люберцы: ВНИТИ, 1986. - 131 с.
111. Семинский К.Ж., Бобров А.А. Геоэлектрический имидж сбросовых зон: тектонофизическая интерпретация малоглубинной электротомографии на примере Бугульдейско-Чернорудского грабена в Западном Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика. - 2018. - № 4. - С. 1339-1361.
112. Семинский К.Ж., Зарипов Р.М., Оленченко В.В. Тектонофизический подход к интерпретации данных малоглубинной электротомографии разломных зон // Геология и геофизика. - 2016. - № 9. - С. 1715-1729.
113. Семинский К.Ж., Когут Е.И. Определяющие факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: результаты физического эксперимента // Доклады Академии Наук. - 2008. - № 1. - С. 76-79.

114. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Зарипов Р.М., Черемных А.С. Межблоковые зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических данных // Геодинамика и тектонофизика. - 2013.- Т. 4, № 3. - С. 203-278.
115. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. - М.: Наука. 2000. - С. 326-350.
116. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. - 1991. - № 10. - С. 3-22.
117. Сим Л.А., Маринин А.В., Брянцева Г.В., Гордеев Н.А. Результаты изучения тектонических напряжений в регионах Северной Евразии // Геодинамика и тектонофизика. - 2018. - Т. 9, № 3. - С. 771-800.
118. Симонов Д.А., Брянцева Г.В., Трост П.А. Структурно-геоморфологический анализ сдвиговых зон Южной Калифорнии // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. - 2015. - № 6. - С. 3-11.
119. Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физическая мезомеханика. - 2005. - № 8(3). - С. 129-142.
120. Стефанов Ю.П. Об инициации и распространении разрывов в разломной зоне // Физическая мезомеханика. - 2008. - № 11(1). - С. 94-100.
121. Тевелев Арк. В. Тектоника и кинематика сдвиговых зон // Автореферат диссертации на соискание степени доктора наук. - Москва, 2002. - 49 с.
122. Тентюков М.П., Лысова В.Ф. Морфометрический анализ рельефа юго-западного Притиманья и прогнозная эколого-геологическая оценка устойчивости Тракт-

Синдорского участка магистрального газопровода в зоне геодинамически нестабильных структур // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. - 2017. - № 6. - С. 27-31.

123. Усиков В.И. 3D-модели рельефа и строение верхней части земной коры Приамурья // Тихоокеанская геология. - 2011. - Т. 30, № 6. - С. 14-32.

124. Устинов С.А., Петров В.А. Использование детальных цифровых моделей рельефа для структурно-линеamentного анализа (на примере Уртуйского гранитного массива, ЮВ Забайкалье) // Геоинформатика. - 2016. - № 2. - С. 51-60.

125. Уфимцев Г.Ф. Байкальская тетрадь. Очерки теоретической и региональной геоморфологии. - М.: Научный мир, 2009. - 240 с.

126. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. - Новосибирск: Наука, 1992. - 216 с.

127. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа. - Новосибирск: Наука, 1984. - 183 с.

128. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Инверсии в новейшей геодинамике Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. - 2009. - Т. 50, № 7. - С. 796-808.

129. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Новейшая геодинамика Тункинского рифта (Прибайкалье) // Литосфера. - 2006. - № 2. - С. 95-102.

130. Федоровский В.С. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. - Геологический институт, Москва, 2005.

131. Философов В.П. Методика вычисления и геолого-геоморфологическая интерпретация коэффициента расчлененности рельефа // Вопросы морфометрии. - 1967. - Т. 1. - Вып. 2. - С. 112-146.

132. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. - 258 с.

133. Фролова Н.С., Кара Т.В., Читалин А.Ф., Чернецкий Г.А. Аналоговое моделирование сложных сдвиговых зон. Пример Баимской рудной зоны (Западная Чукотка) // Проблемы тектоники континентов и океанов. - 2018. - Т. 2. - С. 320-324.
134. Фролова Н.С., Корбутяк А.Н., Мишакина А.А., Корпач С.В. Развитие деформаций в зонах сдвига: результаты физического моделирования с использованием песка // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. - 2016а. - Т.2. - С. 385-392.
135. Фролова Н.С., Корбутяк А.Н., Мишакина А.А., Корпач С.В. Физическое моделирование сдвиговых зон платформ // Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей. - 2016б. - С. 179-182.
136. Хаин В.Е., Ломизе М.И. Геотектоника с основами геодинамики. - М.: МГУ, 1995. - 480 с.
137. Черемных А.В. Внутренняя структура разломных зон Приольхонья и эволюция напряженного состояния верхней коры Байкальского рифта // Геодинамика и тектонофизика. - 2010. - Т. 1, № 3. - С. 273-284.
138. Черемных А.В., Черемных А.С., Бобров А.А. Морфоструктурные и структурно-парагенетические особенности разломных зон Прибайкалья (на примере Бугульдейского дизъюнктивного узла) // Геология и геофизика. - 2018. - № 9. - С. 1372-1383.
139. Черемных А.С., Каримова А.А. Особенности проявления разноранговых зон растяжения в рельефе экспериментальных моделей и их природных аналогов // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. - 2018. - Т. 41, № 1. - С. 79-98.
140. Черский И.Д. О результатах исследования озера Байкал. - СПб: Б.и., 1886. - 48 с.
141. Чеха В.П., Ананьева Т.А., Ананьев С.А. Геоморфология – основные понятия и процессы: учеб. пособие для студентов вузов. - [Электронное издание], 2014. - 104 с.

142. Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. - 1999. - Т. 40, № 6. - С. 936-947.
143. Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И., Четвертичная геология. - М.: ГЕОС, 2000. - 303 с.
144. Шерман С.И. Физический эксперимент в тектонике и теория подобия // Геология и геофизика. - 1984. - № 3. - С. 8-18.
145. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). - Новосибирск: Наука, 1983. - 112 с.
146. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. - 1989. - № 2. - С. 101-112.
147. Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. - М.: Наука, 1978. С. 7-18.
148. Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В., Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Рассказов С.В. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника. - Новосибирск: Наука, 1984. - 207 с.
149. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Буддо В.Ю. Разломообразование в литосфере: зоны сжатия. - Новосибирск: Наука, 1994. - 262 с.
150. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Лобацкая Р.М., Лысак С.В., Леви К.Г. Разломообразование в литосфере: зоны растяжения. - Новосибирск: Наука, 1992. - 227 с.
151. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. - Новосибирск: Наука, 1991. - 261 с.
152. Шерман С.И., Черемных А.В., Борняков С.А., Гладков А.С., Шишкина Л.П. // Физическая мезомеханика. - 2002. - № 2. - С. 79-86.

153. Щетников А.А. Морфотектоника юго-западного Прибайкалья и Прихубсугулья // Известия Сибирского отделения РАН. Секции наук о Земле. - 2016. - № 3. - С.134-143.
154. Щетников А.А. Обращенные морфоструктуры Тункинского рифта (Байкальская рифтовая зона) // Научное периодическое издание «Ceteris Paribus». - 2016. - №3. - С. 77-79.
155. Щукин И.С. Общая геоморфология. - М.: МГУ, 1960. - Т. 1. - 614 с.
156. Яковлев А.В., Кулаков И.Ю., Тычков С.А. Глубина Мохо и трехмерная структура сейсмических аномалий земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе по данным локальной томографии // Геология и геофизика. - 2007. - Т. 48, №2. - С. 261-282.
157. Arrowsmith J.R., Zielke O. Tectonic geomorphology of the San Andreas Fault zone from high resolution topography: An example from the Cholame segment // *Geomorphology*. - 2009. - V. 113. - P. 70-81.
158. Autin J., Bellahsen N., Leroy S., Husson L., Beslier, E. d'Acremont M.-O. The role of structural inheritance in oblique rifting: Insights from analogue models and application to the Gulf of Aden // *Tectonophysics*. - 2013. - V. 607. - P. 51-64.
159. Becker T.W., Hardebeck J.L., Anderson G. Constraints on fault slip rates of the southern California plate boundary from GPS velocity and stress inversions // *Geophys. J. Int.* - 2005. - V. 160. - P. 634-650.
160. Bennett S.J., Ashmore P., McKenna Neuman C. Transformative geomorphic research using laboratory experimentation // *Geomorphology*. - 2015. - V. 244. - P. 1-8.
161. Bonini M., Sani F., Antonielli B. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models // *Tectonophysics*. - 2012. - V. 522-523. - P. 55-88.

162. Cunningham D. Mountain building processes in intracontinental oblique deformation belts: Lessons from the Gobi Corridor, Central Asia // *Journal of Structural Geology*. - 2013. - V. 46. - P. 255-282.
163. Cunningham D., Davies S., Badarch G. Crustal architecture and active growth of the Sutai Range, western Mongolia: a major intracontinental, intraplate restraining bend // *Journal of Geodynamics*. - 2003. - V. 36. - P. 169-191.
164. De Grave J., Buslov M.M., Van den haute P. Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // *Journal of Asian Earth Sciences*. - 2007. - V. 29. - P. 188-204.
165. De Grave J., Van den haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B., Glorie S. Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian Altai Region // *Radiation Measurements*. - 2008. - V. 43. - P. 38-42.
166. Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzich V., San'kov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II. Cenozoic rifting // *Tectonophysics*. - 1997. - V. 282. - P. 1-38.
167. Delvaux, D., Moeys R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part I: Palaeozoic and mesozoic pre-rift evolution // *Tectonophysics*. - 1995. - V. 252 (1). - P. 61-101.
168. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux, D., Berzin N.A, Ermikov V.D. Meso- and cenozoic tectonics of the Central Asian Mountain Belt: Effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // *International Geology Review*. - 1996. - V. 38. - P. 430-466.
169. Dooley T.P., Schreurs G. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // *Tectonophysics*. - 2012 - V. 574-575. - P. 1-71.
170. García-Delgado H., Velandia F. Tectonic geomorphology of the Serranía de San Lucas (Central Cordillera): Regional implications for active tectonics and drainage rearrangement in the Northern Andes // *Geomorphology*. - 2020. - V. 349.

171. Gizzi F.T. Worldwide trends in research on the San Andreas Fault System // *Arabian Journal of Geosciences*. - 2015. - V. 8. - P. 10893-10909.
172. Gomes A.S., Rosas F.M., Duarte J.C., Schellart W.P., Almeida J., Tomás R., Strak V. Analogue modelling of brittle shear zone propagation across upper crustal morpho-rheological heterogeneities // *Journal of Structural Geology*. - 2019. - V. 126. - P. 175-197.
173. Gomez F., Karam G., Khawlie M., McClusky S., Vernant P., Reilinger R., Jaafar R., Tabet C., Khair K., Barazangi M. Global Positioning System measurements of strain accumulation and slip transfer through the restraining bend along the Dead Sea fault system in Lebanon // *Geophys. J. Int.* - 2007. - V. 168. - P. 1021-1028.
174. Graveleau F., Dominguez S. Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. // *C. R. Geoscience*. - 2008. - V. 340. - P. 324-333.
175. Graveleau F., Hurtrez J.-E., Dominguez S., Malavieille J. A new experimental material for modeling relief dynamics and interactions between tectonics and surface processes // *Tectonophysics*. - 2011. - V. 513. - P. 68-87.
176. Graveleau F., Malavieille J., Dominguez S. Experimental modelling of orogenic wedges: A review // *Tectonophysics*. - 2012. - V. 538-540. - P. 1-66.
177. Guerroue E.L., Cobbold P.R. Influence of erosion and sedimentation on strike-slip fault systems: insights from analogue models // *Journal of Structural Geology*. - 2006. - V. 28. - P. 421-430.
178. Hancock P.L Brittle microtectonics: principles and practice // *Journal of Structural Geology*. - 1985. - V. 7, N. 3/4. - P. 437-457.
179. Hobbs W.N. Lineaments of the Atlantic border region // *Bull. Geol. Soc Amer.* - 1904. - V. 15. - P. 483-506.
180. International chronostratigraphic chart [электронный ресурс]. - 2022. - Режим доступа: <https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2022-02.pdf>. Заглавие с экрана. (Дата обращения 15.06.22).

181. Logatchev N.A., Zorin Yu.A. Baikal rift zone: structure and geodynamics // *Tectonophysics*. - 1992. - V. 208. - P. 273-286.
182. Lunina O.V., Mart Y., Gladkov A.S. Fracturing patterns, stress fields and earthquakes in the Southern Dead Sea rift // *Journal of Geodynamics*. - 2005/ - V. 40. - P. 216-234.
183. Mart Y., Ryanb W. B.F., Lunina O.V. Review of the tectonics of the Levant Rift system: the structural significance of oblique continental breakup // *Tectonophysics*. - 2005. - V. 395. - P. 209-232.
184. McCalpin J.P., Gutierrez F., Bruhn R.L., Guerrero J., Pavlis T.L., Luchae P. Tectonic geomorphology and late quaternary deformation on the Ragged Mountain fault, Yakutat microplate, south coastal Alaska // *Geomorphology*. - 2020. - V. 351.
185. McClay K., Borona M. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems // *AAPG Bulletin*. - 2001. - V. 85, No. 2. - P. 233-260.
186. Molnar P., Fitch Th., Wu Fr. Fault plane solutions of shallow earthquakes and contemporary tectonics in Asia // *Earth Planet Sci. Let.* - 1973. - N. 19. - P. 101-112.
187. Molnar P., Tapponnier P., Wu Fr. Extension tectonics in central and eastern Asia: a brief summary // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. - 1981. - N. 1454. - P.403-406.
188. Murray J.R., Segall P., Cervell P. Inversion of GPS data for spatially variable slip-rate on the San Andreas Fault near Parkfield, CA // *Geophysical research letters*. - 2001. - V. 28, No. 2. - P. 359-362.
189. Petit C., Fournier M., Present-day velocity and stress fields of the Amurian plate from thin-shell finite-element modelling. // *Geophysical Journal International*. - 2005. - V. 160 (1). - P. 357-369.
190. Rebetsky Yu.L. Achievements of tectonophysics research in Russia: Present status and perspective // *Comptes Rendus Geoscience*. - 2012. - V. 344. - P. 116-124.

191. Rosas F.M., Duarte J.C., Almeida P., Schellart W.P., Riel N., Terrinha P. Analogue modelling of thrust systems: Passive vs. active hanging wall strain accommodation and sharp vs. smooth fault-ramp geometries // *Journal of Structural Geology*. - 2017. - V. 99. - P. 45-69.
192. San'kov, V.A., Miroshnichenko, A.I., Levi, K.G., Likhnev, A., Melnikov, A.I., Delvaux, D. Cenozoic tectonic stress field evolution in the Baikal Rift Zone // *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*. - 1997. - V. 21 (2). - P. 435-455.
193. Schärer K., Streig A. The San Andreas fault system: complexities along a major transform fault system and relation to earthquake hazards // *Transform plate boundaries and fracture zones*. - 2019. - P. 249-269.
194. Schellart W.P., Strak V. A review of analogue modelling of geodynamic processes: Approaches, scaling, materials and quantification, with an application to subduction experiments // *Journal of Geodynamics*. - 2016. - V. 100. - P. 7-32.
195. Silvester A.G. Strike-slip faults // *Geological Society of America Bulletin*. - 1988/ - V. 100. - P. 1666-1703.
196. Stefanov Yu.P., Bakeev R.A. Deformation and fracture structures in strike-slip faulting // *Engineering Fracture Mechanics*. - 2014. - V. 129. - P. 102-111.
197. Strak V., Dominguez S., Petit C., Meyer B., Loget N. Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution: Insights from experimental modelling // *Tectonophysics*. - 2011. - V. 513. - P. 1-19.
198. Tachikawa T., Kaku M., Iwasaki A. ASTER GDEM Version 2 // *Validation Report*. Report to the ASTER GDEM Version 2 Validation Team. - 2011.
199. The San Andreas fault system, California. - U.S. Geological Survey professional paper: 1515, 1990. - 285 p.
200. Topal S., Keller E., Bufer A., Koçyiğit A. Tectonic geomorphology of a large normal fault: Akşehir fault, SW Turkey // *Geomorphology*. - 2016. - V. 259. - P. 55-69.
201. Zlatopolsky A. Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA // *Computers and Geosciences*. - 1997. - V. 23, No 1. - P. 45-62.

202. Zlatopolsky A. Program LESSA (Lineament extraction and stripe statistical analysis) Automated linear image features analysis – experimental results // Computers and Geosciences. - 1992. - V. 18, No 9. - P. 1121-1126.